This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

HS IFMR 0

HARVARD UNIVERSITY

LIBRARY OF THE
MINERALOGICAL
LABORATORY

UNIVERSITY MUSEUM

Gift of R. A. Daly

Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

E-152
JAN 5 1949

R. A. Daly

LEÇONS

DE

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

Droits de traduction et de reproduction réservés.

Coulommiers. — Imp. Paul BRODARD. — 96-98.

GB
55
L316

LEÇONS

DE

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

PAR

ALBERT DE LAPPARENT

MEMBRE DE L'INSTITUT
PROFESSEUR A L'ÉCOLE LIBRE DE HAUTES ÉTUDES
ANCIEN PRÉSIDENT DE LA COMMISSION CENTRALE
DE LA SOCIÉTÉ DE GÉOGRAPHIE

DEUXIÈME ÉDITION, REVUE ET AUGMENTÉE

AVEC 163 FIGURES DANS LE TEXTE ET UNE PLANCHE EN COULEURS

PARIS

MASSON ET Cie, ÉDITEURS

LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE

120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN

1898

PRÉFACE DE LA PREMIÈRE ÉDITION

Ce livre n'a pas la prétention d'être un *Traité* de géographie physique. Pour qu'il eût droit à une telle qualification, il aurait fallu lui donner des proportions beaucoup plus considérables, et comprendre dans son cadre, sans y pouvoir ajouter aucun intérêt de nouveauté, nombre de questions aujourd'hui exposées, avec toute la compétence désirable, dans des ouvrages justement estimés [1].

Ce que l'auteur s'est proposé, c'est de fournir, par un corps de doctrines logiquement enchaînées, un point d'appui aux tentatives qui, depuis plusieurs années, sont faites pour asseoir l'enseignement géographique sur des bases pleinement rationnelles. De divers côtés, avec une bonne volonté digne d'éloges, on a créé des chaires nouvelles, consacrées à la géographie physique. Très justement on les a confiées à des géologues, estimant qu'ils étaient mieux armés que d'autres pour démêler les causes des particularités de la surface terrestre. Toutefois, il serait téméraire de prétendre que le personnel géologique fût, d'ores et déjà, en situation d'exercer, dans toute sa plénitude, la mission nouvelle qui lui incombait. Moins encore pourrait-on soutenir que les clients habituels des facultés des lettres, à qui cet enseignement venait s'offrir, fussent suffisamment préparés à le recevoir.

Pour des causes diverses, la géologie n'a jamais tenu en France, dans le cadre de l'instruction secondaire, une place

1. Au premier rang de ces livres, il convient de citer l'ouvrage de M. Supan, *Grundzüge der physischen Erdkunde*, 2e édit., Leipzig, 1896.

en rapport avec son importance; et ce qui est curieux, c'est que cette situation inférieure, loin de s'améliorer, s'est aggravée au fur et à mesure, en dépit des progrès vraiment gigantesques que la science du globe réalisait dans ces dernières années. Si on laisse encore à cette spécialité une part nominale dans les programmes, du moins a-t-elle disparu de tous les examens qui forment la sanction normale des études classiques. Or, on sait ce que valent, en France, aux yeux des maîtres tout comme à ceux des élèves, des connaissances sur lesquelles les candidats aux brevets universitaires savent qu'ils ne seront pas interrogés.

Par une singulière contradiction, cette exclusion coïncide avec le moment où l'on reconnaît la nécessité d'introduire, dans les études géographiques, une rigueur d'analyse dont la géologie garde tout le secret, exigeant ainsi, des candidats à l'agrégation, une somme et une nature de connaissances auxquelles les traditions de l'enseignement littéraire n'ont préparé ni les maîtres ni leurs disciples.

Nous n'avons pas à rechercher ici d'où vient cet étrange état de choses, et c'est à d'autres qu'il appartient d'en poursuivre en haut lieu la réforme. Notre rôle à nous est de démontrer par le fait la fécondité d'un accord entre la géographie et la géologie, à l'aide d'un livre qui soit comme une sorte de pont jeté entre les deux sciences, où il n'intervienne de la seconde que ce qui paraît strictement nécessaire, et encore sous la forme la plus discrète; mais à la condition que, de son côté, l'étude des formes actuelles accepte de n'être jamais séparée de la considération du passé qui les a engendrées.

Cet ouvrage aurait donc pu être intitulé « Leçons sur la genèse des formes géographiques ». Même, si nous avions écrit en Amérique, où ces notions commencent à devenir d'un usage courant dans des universités maîtresses de leurs programmes, nous n'eussions pas hésité à arborer franchement le mot de *géomorphogénie*, récemment créé de l'autre côté de

l'Atlantique. Mais, au milieu des difficultés que nous venons de signaler, il y avait quelque danger à venir effaroucher, par l'emploi d'un terme nouveau, des esprits mal préparés pour entrer de suite à pleines voiles dans la voie que nous voudrions leur ouvrir. Nous avons donc conservé à ce travail le titre sous lequel ont été professées depuis quatre ans, à l'École libre de Hautes Études, les leçons d'où l'ouvrage est sorti.

Puisse l'intérêt de ces considérations, qui prêtent à tous les accidents de la surface une véritable vie, être de plus en plus vivement ressenti, et contribuer à provoquer une réforme, non seulement dans l'enseignement usuel de la géographie, désormais assujetti à plus de rigueur, mais encore dans celui de la géologie! Car cette science n'obtiendra vraiment sa place légitime dans le domaine des connaissances d'ordre général que si elle cherche à se rendre accessible à tous, en dépouillant son aridité traditionnelle pour devenir surtout l'histoire de l'évolution géographique.

A. DE LAPPARENT.

Janvier 1896.

(Voir ci-contre l'avertissement de la deuxième édition.)

AVERTISSEMENT DE LA DEUXIÈME ÉDITION

Trop peu de temps s'est écoulé, depuis la première apparition de ce livre, pour qu'il ait été possible d'y introduire toutes les améliorations désirables. Cependant on voudra bien, sans doute, reconnaître dans cette nouvelle édition la trace d'un notable effort de perfectionnement. Deux chapitres ont été ajoutés, l'un sur les océans, l'autre sur un essai de classification des montagnes. Beaucoup de descriptions régionales ont reçu plus d'ampleur, ce qui a conduit à dédoubler trois leçons, et l'ouvrage s'est enrichi de 46 dessins nouveaux, dont plusieurs ont été obtenus à l'aide de photographies obligeamment communiquées par M. Boule.

En outre, le texte tout entier a été soumis à la revision la plus sévère. Sous ce rapport, nous avons trouvé le plus précieux concours dans l'érudition si ample et si sûre de notre savant ami M. de Margerie. C'est un devoir pour nous de lui adresser ici nos plus vifs remerciements.

Nous nous flattons de l'espoir que l'ouvrage, ainsi amélioré, contribuera plus efficacement à provoquer, dans la conception et l'enseignement de la géographie, la réforme dont tous les bons esprits reconnaissent aujourd'hui la nécessité, et dont l'à-propos trouve son plus sûr garant dans l'accueil fait à la première édition de ce livre.

A. DE LAPPARENT.

Paris, 1er mai 1898.

TABLE DES MATIÈRES

PRÉFACE DE LA PREMIÈRE ÉDITION V
AVERTISSEMENT DE LA DEUXIÈME ÉDITION VIII

Première leçon. — LES GRANDES LIGNES DU DESSIN GÉOGRAPHIQUE .. 1

Définition de la Géographie physique. Figure et dimensions de la terre. Valeur du relief terrestre. Répartition du relief. Notion des lignes de partage. Relief du fond des océans. Comparaison de la terre ferme et du fond des mers. Constitution des grandes aires océaniques. Dépression méditerranéenne. Remarques générales sur le dessin de la surface terrestre.

Deuxième leçon. — LE RELIEF DE L'ÉCORCE TERRESTRE 28

Profil de la terre ferme. Signification des particularités du profil. Profil du fond des mers. Socle continental. Convexités. Ombilics. Courbe hypsographique de l'écorce terrestre. Particularités régionales. Europe. Atlantique. Afrique. Australie. Dyssymétrie des lignes de relief. Profil combiné des rides continentales et des fosses océaniques.

Troisième leçon. — CONDITIONS GÉNÉRALES DU MODELÉ TERRESTRE. 44

Rôle des phénomènes extérieurs. Notion du modelé. Agents du modelé. Divers modes de façonnement de la surface. Relation des agents du modelé avec les conditions météorologiques. Distribution de la chaleur sur le globe. Déformation des zones de température. Irrégularité de la zone chaude. Isothermes diverses. Considération des isobares. Zone des basses pressions équatoriales. Bandes des pluies équatoriales. Bande des vents alizés. Bande des basses pressions australes. Complication des isobares dans l'hémisphère boréal. Moussons. Effets du Gulf-Stream. Zone désertique. Importance des conditions géographiques. Influence des lignes de relief. Particularités des dépressions. Détails divers sur la distribution des pluies. Conditions des déserts.

Quatrième leçon. — CONDITIONS NORMALES DU MODELÉ PAR LES EAUX COURANTES 69

Importance prépondérante des eaux courantes. Cas d'un territoire homogène. Effets du ruissellement. Notion du niveau de base. Profil d'équilibre. Vitesse de l'affouillement. Partie torrentielle. Affluents. Établissement du profil en travers. Divagation du cours d'eau. Phénomènes de capture. Lacs de capture. Cols. Modifications diverses du réseau initial. Plaine de débordement. Conditions de pente. Aplatissement des versants. Aplatissement final. Territoires argileux. Influence des conditions météorologiques.

Cinquième leçon. — INFLUENCE DES CONDITIONS GÉNÉTIQUES SUR LA MARCHE DU MODELÉ..... 86

Conditions qui modifient la marche du modelé. Influences génétiques. Massifs calcaires fissurés. Lapiez. Apparences ruiniformes. Massifs de calcaires tendres. Districts de grès. Terrains hétérogènes. Division des cours d'eau en tronçons. Cascades. Pertes de rivières. Lacs de barrages rocheux. Terrasses. Deltas torrentiels. Cas divers de rupture de pente. Modelé des versants hétérogènes. Profil des versants. Rideaux. Variété du paysage.

Sixième leçon. — I. CONDITIONS GÉNÉTIQUES DU MODELÉ DANS LES FORMATIONS ÉRUPTIVES ET GLACIAIRES..... 107

Formations éruptives. Cônes et cratères. Coulées. Culots éruptifs et massifs d'injection. Laccolithes. Massifs de granite. Dépôts glaciaires.

II. — INFLUENCES TECTONIQUES PASSIVES..... 114

Définition des influences tectoniques. Effets de l'inclinaison des strates. Développement de la structure en gradins. Évolution du réseau. Phénomènes de capture. Cas d'une inclinaison inverse. Conséquences du recul progressif des escarpements. Dômes localisés. Profil en travers. Vallées monoclinales.

Septième leçon. — LES INFLUENCES TECTONIQUES PASSIVES DANS LES RÉGIONS PLISSÉES ET DISLOQUÉES..... 124

Pays régulièrement plissés. Voûtes démantelées. Inégalités du plissement. Lacs tectoniques. Cluses. Massifs disloqués. Conséquences d'une forte inclinaison des strates. Cours d'eau surimposés. Influence des failles et des flexures. Vallées de fracture. Pays de Bray ; vallée de la Seine. Glens écossais. Vallées des fjords norvégiens. Effondrements locaux. Cirques. Caractères généraux des massifs disloqués. Massifs exotiques. Klippen. Dépressions régionales. Dépressions sans écoulement maritime. Causes de l'insuffisance des agents du modelé dans les dépressions. Dépressions momentanément drainées. Anciens fonds de mer. Effondrements linéaires.

Huitième leçon. — CYCLE D'ÉROSION. — APLANISSEMENT FINAL.... 148

Notion du cycle d'érosion. Enfance et jeunesse d'un réseau hydrographique. Maturité du réseau. Partie torrentielle. Tronçon moyen. Tronçon inférieur. Plaines alluviales. Deltas. Définition de la maturité d'un réseau. Caractères de la maturité. Vieillesse du réseau. Notion des pénéplaines. Exemples de pénéplaines. Plateau central. Ardenne. Inversion du relief. Vitesse du travail d'aplanissement. Influence du régime météorologique.

Neuvième leçon. — MODIFICATIONS DU MODELÉ PAR LES INFLUENCES TECTONIQUES ACTIVES..... 164

Effets d'un changement du niveau de base. Ouverture d'un nouveau cycle. Mouvements négatifs. Formation des gorges ou canyons. Canyons des territoires à stratification régulière. Méandres encaissés. Gorges du Plateau central, de l'Ardenne et du massif rhénan. Mouvements d'ensemble, Plateaux proprement dits. Mouvements positifs. Déformation de vallées. Effondrements locaux. Mouvements orogéniques. Vallées transversales. Affaissements généraux. Ombilics de vallées. Lacs de bordure. Détails divers sur les lacs de bordure. Remarques générales sur l'allure des phénomènes tectoniques. Influence des éruptions volcaniques. Cônes volcani-

ques. Cavités cratériformes. Modifications géographiques diverses produites par les éruptions volcaniques. Lacs de barrage. Cascades. Changements du réseau hydrographique. Laccolithes.

Dixième leçon. — CYCLES D'ÉROSION SUCCESSIFS. ANALYSE DE QUELQUES RÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES..... 190

Notion des cycles successifs. Littoral atlantique des États-Unis. Connecticut. New Jersey. Région des Appalaches. Plaine côtière des États-Unis. Californie. Variété des systèmes hydrographiques. Rivières à pente rapide et discontinue. Bassin de la Somme. Bassin du Pô. Bassin de Paris, partie moyenne. Zones hydrographiques du bassin. Dernières phases de l'évolution du réseau parisien. Aperçu de l'évolution du bassin. Phénomènes de capture en Champagne. Particularités hydrographiques de la Lorraine. La Moselle à Toul. Causes probables de la capture. Conséquences diverses. Réseau hydrographique rhénan. Profil du Rhin. Histoire du fleuve.

Onzième leçon. — LE MODELÉ GLACIAIRE..... 215

Définition et importance du modelé glaciaire. Désagrégation des roches par la gelée. Action des glaciers. Caractères des vallées glaciaires. Dépôts glaciaires. Amphithéâtres morainiques. Lac de Constance. Lacs glaciaires divers. Changements de lit des fleuves. Seuils post-glaciaires. Lacs de cirques. Importance relative de l'érosion par les glaciers. Calottes glaciaires. Topographie glaciaire. Zone centrale. Zone périphérique. Topographie morainique. Exemples de topographie morainique. Particularités de la topographie morainique. Œsar. Drumlins. Altération des moraines. Loess. Modifications géographiques produites par les extensions glaciaires. Toundras.

Douzième leçon. — I. LE MODELÉ PAR LES INFLUENCES SOUTERRAINES. 237

Définition des influences souterraines. Éboulements provoqués par les infiltrations. Effets de la circulation souterraine. Formation des dépressions de la surface. Grottes, réseaux souterrains. Particularités du Karst. Rivières souterraines. Relation des dolines avec les cours d'eau souterrains. Lacs temporaires. Conditions particulières de la contrée du Karst. Territoires divers d'érosion souterraine. Infiltrations dans les districts volcaniques.

II. — LE MODELÉ PAR LES INFLUENCES ÉOLIENNES..... 249

Caractères généraux du modelé par les influences éoliennes. Conditions d'exercice de l'action du vent. Effets de l'insolation. Influence de la répartition des pluies. Insuffisance du régime hydrographique. Transport de matériaux. Érosion éolienne. Formation des dunes. Paysage de dunes. Particularités diverses du phénomène éolien. Question du Loess. Relation du climat désertique avec le relief. Relation des déserts avec les dépressions. Destinée des déserts. Régions de steppes.

Treizième leçon. — LE MODELÉ DES RIVAGES MARITIMES..... 262

Conditions générales du modelé des rivages. Puissance mécanique des vagues. Formation des falaises. Plates-formes littorales. Accidents d'un rivage en falaise. Iles d'érosion. Détails divers sur les falaises. Débouché des vallées. Estuaires. Cas d'un rivage hétérogène et vallonné. Appréciation du travail de l'érosion marine. Vallées submergées. Sillons de fracture. Rias. Fjords. Détails divers sur les fjords. Éléments tectoniques des fjords. Action glaciaire. Types subordonnés. Rivages du type dalmate. Côtes d'effon-

drement. Question des plaines d'abrasion marine. Côtes plates. Régime variable des côtes plates. Echancrures des côtes plates. Deltas. Limans. Côtes coralliennes. Détails statistiques sur les rivages maritimes. Importance de l'érosion marine.

Quatorzième leçon. — RÉSUMÉ GÉNÉRAL DES PÉRIODES GÉOLOGIQUES. 290

Objet de ce résumé. Sédimentation contemporaine. Stratification. Localisation des sédiments. Frange sédimentaire. Vitesse de formation. Vicissitudes de l'histoire sédimentaire. Complication de l'histoire géologique. Fossiles. Terrain archéen. Divisions principales des temps géologiques. Divisions de second ordre. Appréciation de l'importance des temps géologiques. Dislocations de l'écorce terrestre. Caractère des dislocations. Manifestations éruptives. Composition des roches éruptives. Principales roches éruptives. Phénomènes explosifs. Emanations gazeuses. Terrains métamorphiques. Variation des conditions physiques avec le temps.

Quinzième leçon. — I. PRINCIPES DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE..... 309

Importance et difficultés de la paléogéographie. Intervention de la paléontologie. Caractère provisoire des essais de paléogéographie. Signification des massifs archéens. Massifs d'ancienne consolidation. Recherche des anciens rivages. Reconstitution du relief. Anciennes montagnes. Complication des accidents de surface. Exemple de la Dent de Morcles. Signification des injections granitiques.

II. — TRAITS GÉNÉRAUX DE L'ÉVOLUTION GÉOGRAPHIQUE..... 318

Application des principes posés; massifs archéens. Continents précambriens. Traces de dépôts littoraux précambriens. Noyaux archéens divers. Modifications géographiques de l'ère primaire. Continents carboniériens. Continent austral. Continents jurassiques. Dernières périodes géologiques. Traits généraux du dessin paléogéographique. Unités stables. Dépression médiane. Zone de plissements. Divisions naturelles de la terre ferme. Plissements américains.

Seizième leçon. — L'EUROPE. LES ILES BRITANNIQUES. I. — APERÇU GÉNÉRAL SUR L'EUROPE..... 333

Forme des côtes européennes; caractères de l'Europe septentrionale. Différence avec la zone méditerranéenne. Zone médiane. Massif russe. Caractères du réseau hydrographique de l'Europe. Rôle historique des divisions de l'Europe. Zone méditerranéenne. Zone médiane. Zone septentrionale. Région française. Ordre à suivre dans les descriptions.

II. — LES ILES BRITANNIQUES..... 340

Aperçu général. Massif ancien. Dislocation et façonnement du massif. Divisions de l'Écosse, Highlands. Fjords et lacs. Cours d'eau. Golfe de Caithness. Différences des côtes écossaises. Lowlands. Hautes terres du sud. Hébrides, Orcades, Shetland. Angleterre. District des lacs. Origine des lacs. Relief du pays. Pays de Galles. Cornouaille. Région orientale. Allure générale. Histoire de la région. Développement du réseau hydrographique. Influence des accumulations glaciaires. Émersion pleistocène. Dôme wealdien. Bassin du Hampshire. Structure de l'Irlande. Réseau hydrographique. Les côtes irlandaises. Circonstances de l'isolement de l'Irlande. Conditions déduites de la répartition des animaux.

Dix-septième leçon. — I. La péninsule scandinave 363

Structure générale de la Scandinavie. Interruptions de la ligne de faite. Dislocations atlantiques. Conditions géologiques du faite scandinave. Fjords. Vallées du versant oriental. Traces de l'action glaciaire. Terrasses, lignes de rivage. Conditions actuelles de la Baltique. Dernières vicissitudes de la Baltique. Scanie.

II. — La plate-forme russe 371

Caractères généraux de la contrée. Conditions de pente. Rôle historique du massif. Distinction de deux territoires glaciaires. Finlande. Paysage morainique. Salpausselkä. Rapides de l'Imatra. Alignements finlandais. Plate-forme russe; ses divisions. Régions de la terre noire et des steppes. Leur réseau hydrographique. Explication des particularités des cours d'eau. Oural. Particularités diverses de l'Oural.

III. — Les Pays-Bas de l'Europe septentrionale 381

Définition des Pays-Bas. Section occidentale. Flandres. Pays-Bas néerlandais. Cordon littoral et Marais. Campine, Geest. Oldenbourg et environs. Région de l'Elbe. Lande de Lunebourg. Schleswig-Holstein. Côte de Rügen, Jylland. Iles danoises. Littoral baltique. Plate-forme des lacs. Versant méridional de la plate-forme. Zone des grandes rivières. Landes méridionales.

Dix-huitième leçon. — Zone des massifs anciens. — Région française; 1° massifs anciens de la région 394

Aperçu général sur la région française. Divisions naturelles de la France. Massif central. Caractères généraux. Traces de la pénéplaine archéenne. Régions disloquées du massif central. Anciennes dépressions lacustres. Limagne. Dépressions de la Loire. Bassin d'Aurillac. Bourbonnais. Massifs volcaniques. Cantal. Cézallier. Mont-Dore. Monts Dômes, Velay, Aubrac. Régime hydrographique du Plateau central. Traces glaciaires. Massif armoricain. Caractères généraux. Disposition des plis armoricains. Détails divers sur le massif armoricain. Dépressions du massif. Effets de l'érosion. Régime hydrographique. Massif ardennais. Caractères généraux. Divisions du massif. Golfe du Luxembourg. Plateau rhénan. Palatinat. Massif alsacien; caractères généraux. Vallée du Rhin; revêtement triasique.

Dix-neuvième leçon. — Suite de la zone des massifs anciens. Le bassin de Paris 421

Bassin de Paris. Sa préparation historique. Épisodes sédimentaires. Dernières dislocations. Constitution de la topographie du bassin. Divisions méridionales du massif tertiaire. Pays de la région parisienne. Auréoles crétacées de l'est. Auréoles jurassiques. Dernières auréoles orientales. Auréoles du sud et de l'ouest. Haute Normandie. Picardie. Pays du nord du bassin. Régions disloquées du bassin de Paris. Particularités hydrographiques.

Vingtième leçon. — Suite de la zone des massifs anciens. I. — Le sillon rhodanien 438

Définition du sillon rhodanien. Dépression de la Saône. Bresse. Dombes. Bordure disloquée du sillon. Plaines lyonnaises. Coirons. Provence. Régime général. Directions des accidents provençaux. Cévennes.

II. — La région sous-pyrénéenne et les Pyrénées..... 448

Les Causses et le massif de la Montagne Noire. Disposition des Causses. Caractères des Causses. Golfe de l'Aquitaine. Aperçu général. Bordure secondaire du golfe. Causses du Quercy. Détails sur l'auréole jurassique. Bordure crétacée. Pays tertiaires de l'Aquitaine. Pays de l'ouest. Armagnac et pays voisins. Région orientale. Chaîne des Pyrénées. Aperçu général. Divisions de la chaîne. Versant français. Versant espagnol. Noyau ancien des Pyrénées. Roussillon. Monts Cantabriques. Asturies.

Vingt et unième leçon. — Suite de la zone des massifs anciens.
I. — Péninsule ibérique..... 463

Aperçu général. Partie occidentale du massif ibérique. Partie orientale. Sierras castillanes. Plaines castillanes. Bord oriental du massif. Andalousie. Sierra Morena. Dépression d'Andalousie. Sierra Nevada. Basse Andalousie, Baléares. Bassin de l'Èbre. Catalogne. Les rivages de la Péninsule Ibérique.

II. — Massifs allemands..... 472

Aperçu général. Massif rhénan. Dépression hessoise. Thuringe. Forêt de Franconie. Hartz. Collines subhercyniennes. Bohême, Aperçu général. Forêt de Bohême. Erzgebirge. Suisse saxonne. Lusace. Sudètes. Cours de l'Elbe. Oder. Silésie.

Vingt-deuxième leçon. — La chaîne des Alpes et les Carpathes.
I. — La chaîne des Alpes..... 484

Aperçu général. Distinction des Alpes occidentales et des Alpes orientales. Alpes occidentales. Arc cristallin. Rôle des Alpes liguriennes. Lacs de la bordure alpine. Zone des massifs extérieurs. Chaînes subalpines. Zones préalpines. Préalpes. Région de la mollasse. Chaîne du Jura. Particularités du Jura. Cours supérieur du Rhône. Cours inférieur du Rhône. Alpes orientales. Axe cristallin. Prättigau. Accident du Rhætikon. Alpes calcaires du nord. Alpes calcaires du sud. Vallées transversales. Zones préalpines. Flysch. Plaines danubiennes. Jura souabe et franconien. Manifestations volcaniques.

II. — Les Carpathes..... 505

Effondrements carpathiques. Grès carpathique. Particularités des Carpathes. Bukovine, Banat. Rapports des Carpathes avec les Alpes transylvaines. Plaine hongroise.

Vingt-troisième leçon. — La région méditerranéenne..... 512

Définition de la région. Péninsule italienne. Aperçu général. Plaine du Pô. Ceinture de la plaine. Vicentin. Apennin. Dessin général. Traces de l'ancienne Tyrrhénide. Détails sur les dislocations du sol italien. Apennin septentrional. Apennin moyen. Apennin napolitain. Apennin calabrais. Sicile, Malte. Péninsule balkanique. Aperçu général. Région du Karst. Côte dalmate. Date de sa dislocation. Bosnie. Monténégro. Albanie. Massifs anciens de la péninsule balkanique. Balkan. Bassins d'effondrement. Dobroudja, Roumanie. Péninsule hellénique. Epire, Pinde. Thessalie et régions voisines. Péloponèse. Cyclades. Mer Egée. Caractère des dépressions helléniques. Asie Mineure. Alpes pontiques. Taurus. Kourdistan. Arménie. Anticaucase, Caucase. Flanc nord du Caucase. Caspienne, Chaînes africaines. Atlas Tellien. Atlas Saharien. Région des hautes plaines. Atlas marocain. Canaries.

Vingt-quatrième leçon. — LES TERRES ASIATIQUES..... 540

Coup d'œil général. Interprétation des structures asiatiques. Abondance des dépressions. Définition des terres asiatiques. Sibérie occidentale. Sibérie centrale. Région du lac Baïkal. Nouvelle Sibérie. Sibérie orientale. Kamtchatka. Bassin de l'Amour. Mandchourie. Pamir. Hydrographie pamirienne. Chaînes divergentes. Tien-Chan. Zone de dislocations. Bassin du Tarim. Gobi. Mongolie. Kouenlun et ses prolongements. Tibet, Karakorum, Himalaya. Himalaya central. Régime hydrographique. Hindoukouch et ses prolongements. Chaînes iraniennes. Intérieur de la Perse. Dépression aralocaspienne. Chaînes aralocaspiennes. Dislocations du Turkestan. Prolongements orientaux des chaînes tibétaines. Massif chinois. Relief et réseau hydrographique de la Chine. Pays de la terre jaune. Archipel japonais. Indochine. Arc malais. Dislocations de la Malaisie. Iles de la Sonde. Philippines.

Vingt-cinquième leçon. — LES PLATES-FORMES INDO-AFRICAINES... 572

Définition des plates-formes indo-africaines. Aperçu général sur l'Afrique. Divisions de la région saharienne. Caractères du Sahara. Bordure septentrionale du Sahara. Chotts tunisiens. Bord du désert libyque. Sahara occidental et méridional. Afrique équatoriale. Caractères généraux. Soudan. Cours du Niger. Dislocations et régime du Niger. Congo. Régime hydrographique du Congo. Altération des grès. Afrique australe. Aperçu général. Plates-formes du Cap. Pays d'Orange et de Natal. Transvaal, Kalahari, Damaraland. Régime des côtes de l'Afrique australe. Madagascar. Afrique orientale. Vallée du Nil. Cours et régime du Nil. Massif éthiopien. Dislocations de l'Afrique orientale. Signification géologique de la bande culminante. Ligne orientale de fractures. Les volcans de la fracture orientale. Ligne du Tanganyka. Partie centrale de la bande culminante. Prolongements septentrionaux des dislocations africaines. Cassures érythréennes. Dislocation de la Mer Morte. Liban. Anti-Liban. Plate-forme de l'Arabie. Divisions de l'Arabie. Désert de Syrie, Mésopotamie. Hindoustan. Orographie. Caractères de la plate-forme. Pays de Gondwana. Dislocations indiennes. Plaine indo-gangétique. Rôle du Salt Range. Vallée de l'Indus. Plateau de Shillong. Plate-forme australienne.

Vingt-sixième leçon. — L'AMÉRIQUE DU NORD. RÉGION ORIENTALE. 606

Aperçu général sur l'Amérique du Nord. Évolution du territoire américain. Région canadienne. Traces de la topographie glaciaire. Modifications récentes du réseau hydrographique. Saint-Laurent. Labrador. Région des prairies. Région des Appalaches. Aperçu général. Histoire de la région. Traits fondamentaux des Appalaches. Détails divers. Dépression centrale. Partie septentrionale du massif plissé. Dislocations des Palissades. Piedmont. Plaine côtière. Plateau du Cumberland. Plateau des Alleghanys. Plaines du Mississipi. Monts Ozark. Arkansas. Grandes plaines de l'Ouest. Région aride. Llano Estacado. Plaines du Texas. Rivages du golfe du Mexique. Floride.

Vingt-septième leçon. — L'AMÉRIQUE DU NORD. — RÉGION OCCIDENTALE..... 629

Aperçu général. Dessin de la région. Partie septentrionale. Alaska. Colombie anglaise. Massif du Gold Range. Rivière Columbia. Plateaux basaltiques. Chaîne des Cascades. Monts Klamath. Sierra Nevada. Érosions de la Sierra. Chaîne côtière. Littoral. Dépression californienne. Massif du Yellowstone. Monts Wahsatch. Grand Bassin. Anciens lacs. Régime désertique. Hauts plateaux. Phénomènes d'érosion. Canyons. Mesa negra. Coon Butte. Monts Uinta.

Montagnes laccolithiques. Partie centrale des Montagnes Rocheuses, Black Hills. Front Range. Parcs. Plateaux et dépressions du Nouveau Mexique. Sierras mexicaines. Plateau mexicain. Volcans du Mexique.

Vingt-huitième leçon. — I. — La région des Antilles..... 652

Définition de la région. Guatemala. Yucatan. Volcans de l'Amérique centrale. Isthmes de Panama et de Darien. Antilles. Histoire des Antilles.

II. — L'Amérique du Sud..... 658

Aperçu général. Massif brésilien. Montagnes du Brésil. Bassins du Parana et du Sao Francisco. Versant amazonien. Guyane. Bande des dépressions. Llanos. Dépression de l'Amazone. Dépressions argentines. Pampas. Patagonie. Terre de Feu. Cordillère des Andes. Aperçu général. Andes chiliennes. Partie moyenne. Andes méridionales. Andes chiliennes du nord. Allure de la partie septentrionale des Andes chiliennes. Cordillères argentines. Tectonique générale des Andes. Partie moyenne des Andes. Plateau Péruvien. Disparition des volcans. Tremblements de terre. Cordillères péruviennes. Coude de la Cordillère. Andes équatoriales. Andes colombiennes. Chaînes du Venezuela. Influence d'un massif ancien. Résumé de la structure des Andes.

III. — Les terres polaires..... 677

Terres américaines. Groenland. Orographie du Groenland. Circonstances climatériques de la région. Mouvements du sol. Spitzberg. Novaïa Zemlia. Terre François-Joseph. Islande. Terres antarctiques.

Vingt-neuvième leçon. — Les océans..... 683

Caractères généraux des océans. Courants marins. Action des différences de température. Forme du fond de l'Atlantique. Fosses abyssales. Caractères des rivages atlantiques. Ilots atlantiques. Gulf-Stream. Influence des seuils. Rivages du Pacifique. Profondeurs du Grand Océan. Signification des formes du Pacifique. Mouvements du sol dans le Pacifique. Rôle des volcans. Courants du Pacifique. Océan Indien. Océan Arctique. Distribution des sédiments dans les mers. Particularités des sédiments terrigènes.

Trentième leçon. — De la classification des montagnes..... 701

Difficultés du sujet. Définition des montagnes. Aperçu des montagnes françaises : Pyrénées, Jura, Cévennes, Vosges, Ardennes, Armorique. Limousin, Forez, Auvergne, Morvan. Structures montagneuses diverses. Examen des classifications systématiques. Difficultés inhérentes aux essais de classification. Divers modes d'origine des montagnes. Montagnes d'accumulation. Montagnes structurales. Laccolithes. Montagnes de plissement. Type jurassien. Type pyrénéen. Caucase. Sierra Nevada. Types alpins. Flexures. Types de plis accompagnés de fractures. Types de fractures dominantes. Structures d'érosion. Gauchissement. Montagnes de simple érosion.

LEÇONS

DE

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

PREMIÈRE LEÇON

LES GRANDES LIGNES DU DESSIN GÉOGRAPHIQUE

Définition de la Géographie physique. — La *Géographie physique* doit être, par raison d'étymologie, la description du globe terrestre, exclusivement basée sur les caractères *naturels* que présente la surface de notre planète. Tandis que l'ancienne géographie accordait une place prépondérante à tout ce qui est du fait de l'homme, non seulement la nouvelle doctrine écarte cet ordre de éonsidérations, mais elle prétend subordonner l'action humaine à l'influence de la nature, en cherchant, dans les particularités du milieu, l'une des principales parmi les causes d'où résultent les différences qu'on observe entre les divers groupes de populations.

D'ailleurs, la géographie physique entend ne pas demeurer une science purement descriptive. Il ne lui suffit pas de définir et de classifier de son mieux, d'après les apparences extérieures, l'ensemble des détails qui constituent ce qu'il est permis de nommer la *morphologie terrestre*. Elle sait maintenant que ces formes ont une raison d'être, tirée des vicissitudes par lesquelles a passé, durant une longue suite de siècles, la surface de ce globe, dans l'histoire duquel les annales de l'humanité ne tiennent qu'une place presque insignifiante. C'est pourquoi, sans se confondre avec la science qui a ces vicissitudes pour objet propre, c'est-à-dire avec la

géologie, la géographie physique est de plus en plus amenée à reconnaître la nécessité d'être au courant des données principales de la science géologique. Là seulement elle peut acquérir la notion de ces structures internes, qui commandent jusqu'à un certain degré les formes extérieures, et dont elle est obligée de tenir compte, au même titre et dans la même mesure que la peinture et la sculpture ont le devoir d'observer les règles de l'anatomie.

Mais cela ne suffit pas encore; car l'état présent du globe est la résultante d'une superposition compliquée de phénomènes, qui ont agi successivement, tantôt dans le même sens, tantôt en sens contraires; de telle façon que les structures et les formes actuelles ont une histoire, qui seule les rend pleinement intelligibles. Si le géographe n'est pas tenu de déchiffrer lui-même cette histoire, du moins est-il forcé d'y avoir égard, absolument comme l'ethnographe est dans l'obligation de ne pas ignorer le passé des peuples dont il veut faire comprendre les mœurs et les caractères physiques. C'est en se conformant à ces exigences que la description du globe acquiert une base solide, et devient vraiment ce qu'on pourrait appeler la *géographie rationnelle.*

Ainsi compris, le cadre de cette science est extrêmement vaste. D'une part, elle embrasse la définition précise, au double point de vue de la forme et de la genèse, de toutes les unités homogènes entre lesquelles peut se diviser la surface du globe. D'autre part, il lui appartient de rechercher comment la forme de ces unités réagit sur la distribution de conditions physiques, dont le principe est extérieur à notre planète, et d'où dépendent ici-bas les réactions de tout ordre qui s'accomplissent à la surface, soit dans le règne minéral, soit dans le monde organique. Après quoi la science achève son œuvre, en traçant le tableau des résultats définitifs qu'engendre cette combinaison d'éléments divers, et où l'activité humaine intervient pour sa grande ~~et~~ légitime part.

C'est à ce dernier chapitre, essentiellement descriptif, que se sont surtout appliqués jusqu'ici les efforts des géographes, même de ceux qui ont le mieux senti la nécessité de rompre avec les conventions arbitraires du passé.

A la vérité, de louables tentatives ont été faites par eux, surtout depuis cinquante ans, pour asseoir la classification des formes de la surface sur des considérations purement naturelles. Mais les œuvres inspirées par cette tendance sont restées incomplètes, parce qu'elles n'étaient pas suffisamment imprégnées de la notion des causes profondes auxquelles tient la variété des tableaux de la

nature. Faute de cette initiation préalable, on s'est trop souvent laissé guider par des homologies plus apparentes que réelles, s'exposant ainsi, suivant une juste comparaison de M. W. M. Davis[1], à des méprises comme celles que commet le vulgaire, quand il se croit autorisé à classer les baleines avec les poissons, ou les chauves-souris avec les oiseaux.

Pour obvier à cet inconvénient, il est indispensable de mettre à la disposition des géographes des règles fondées sur une exacte appréciation des circonstances qui ont présidé à la genèse des formes terrestres. C'est à cette tâche, qui réclame plus particulièrement la compétence du géologue, que nous comptons nous appliquer ici. L'honneur d'avoir ouvert le chemin dans cette direction revient à Élie de Beaumont, qui en exposait magistralement le principe, dès 1835, dans sa mémorable description des Vosges, bientôt suivie par l'*Introduction à l'explication de la carte géologique de France*, où les rapports de la forme avec la structure sont esquissés en traits saisissants. Plus d'un auteur s'en est heureusement inspiré depuis lors; et cependant la semence a été lente à germer, tant était puissante l'influence du préjugé qui, sous prétexte de rompre définitivement avec l'ancien régime, avait été jusqu'à proscrire, en géographie, l'emploi des noms de provinces et de pays!

D'ailleurs, à ces efforts partiels, il manquait un essai de codification dogmatique. Cette lacune a commencé à être comblée, en Allemagne, dès 1886, par la publication du livre classique de M. de Richthofen[2], puis chez nous, en 1888, lors de l'apparition de l'ouvrage fondamental de MM. de la Noë et de Margerie sur *les formes du terrain*[3]. De leur côté, les Américains, dont le territoire offre, surtout dans l'ouest, des facilités absolument exceptionnelles pour la mise en évidence des rapports entre la surface et le sous-sol, donnaient à ces conceptions des développements remarquables, d'où commence à sortir, sous l'influence prépondérante de M. W. Morris Davis, un véritable corps de doctrines. Le nom de *Géomorphologie* a été créé aux États-Unis pour désigner le nouvel ordre de connaissances, auquel sont attachés, en Amérique, les noms de MM. Davis, Lesley, Powell, Dutton, Gilbert, Mac Gee, Hayes, Chamberlin, Diller, Lawson, Campbell, etc. Mais il est juste de rappeler l'influence exercée sur cette éclosion par un grand nombre de savants européens : en Allemagne,

1. *National geogr. Magazine*, 1889. — 2. *Führer für Forschungsreisende*. — 3. Paris, Imprimerie nationale, 1888.

MM. Ed. Suess [1], Löwl, Penck [2], Kirchhoff [3], Hartung, Supan [4], Tietze, Heim [5], Rütimeyer, Philippson [6], Th. Fischer, etc.; en Angleterre, MM. Ramsay, Beete Jukes, Whitaker, Topley, A. Geikie, Medlicott, Blanford, Green, Foster, Maw, Greenwood [7], etc.; en France, MM. Élie de Beaumont, Dausse, Surell, Cézanne, Belgrand, E. Reclus, etc. [8].

Il est permis de penser que le caractère de la doctrine serait encore mieux exprimé par le terme de *Géomorphogénie*, récemment introduit par M. Lawson. Quoi qu'il en soit, cette question de rubrique générale n'ayant qu'une importance secondaire, nous nous en tiendrons au mot, plus facile à faire accepter en France, de *géographie physique*. Pour qu'aucune incertitude ne pèse sur le sens qu'on y doit attacher, on ne saurait mieux faire que de recourir à la formule, vraiment saisissante, qu'en donnait il y a quelques années M. Mackinder d'Oxford [9]. Rappelant qu'après avoir trop souvent abusé des cataclysmes et des hypothèses extraordinaires, la géologie était entrée dans sa véritable voie le jour où elle avait pris pour base de ses spéculations la connaissance des phénomènes actuels, ce qui permettait de la définir : l'*étude du passé à la lumière du présent*, le savant anglais disait de la nouvelle méthode géographique qu'elle devait être l'*étude du présent à la lumière du passé*. Ainsi s'affirme l'étroite union des deux sciences qui ont le globe pour objet. C'est une véritable alliance, et non un lien de subordination, qui les relie l'une à l'autre, et c'est en se développant librement, chacune dans leur sphère, mais sans jamais se perdre de vue, qu'elles parviendront à nous donner la pleine intelligence du milieu où doit se dérouler notre existence terrestre.

Figure et dimensions de la terre. — La terre est un *sphéroïde*, c'est-à-dire un globe très voisin d'une sphère, accomplissant en vingt-quatre heures un tour entier autour d'un axe de position fixe [10]. Les points où cet axe perce le sphéroïde sont les *pôles*.

1. *Antlitz der Erde.* — 2. *Das deutsche Reich*, 1887; *Morphologie der Erdoberfläche*, Stuttgart, 1894. — 3. *Länderkunde des Erdteils Europa*, 1887. — 4. *Grundzüge der physischen Erdkunde.* — 5. *Mechanismus der Gebirgsbildung*, 1878. — 6. *Studien über Wasserscheiden*, Leipzig, 1886. — 7. Il n'est que juste de rappeler qu'Hutton, le célèbre géologue écossais, avait nettement proclamé le grand rôle des eaux courantes dans la genèse des formes de la surface. — 8. Qu'il nous soit permis de mentionner ici la tentative que nous avons faite, en 1888, dans notre *Géologie en chemin de fer*, pour établir une classification rationnelle de tous les *pays* du bassin parisien. — 9. Cité par W. M. Davis, *loc. cit.*, p. 11. — 10. Les légères variations que peut éprouver la situation de l'axe relativement au globe peuvent être considérées comme négligeables au point de vue de la géographie.

Tout plan passant par l'axe des pôles dessine, par son intersection avec la surface du globe, un *méridien*. Le plan mené par le centre de la terre, perpendiculairement à l'axe, coupe le sphéroïde suivant l'*équateur*, courbe dont tous les points sont à 90 degrés de distance angulaire des pôles. Enfin chaque point de la surface, dans le mouvement de rotation diurne, décrit parallèlement au plan de l'équateur un cercle dit *parallèle*.

Si la terre était une sphère parfaite, les méridiens et l'équateur seraient des grands cercles égaux, et tous les points situés sur un même plan parallèle à l'équateur décriraient le même petit cercle. Chaque point du globe serait défini par sa *longitude*, c'est-à-dire par l'angle, mesuré sur l'équateur, de son méridien avec un méridien initial, et par sa *latitude*, autrement dit l'arc intercepté sur le méridien, à partir de l'équateur, par le parallèle du point considéré. On pourrait d'ailleurs prendre, pour mesure de cette latitude, l'angle des rayons terrestres aboutissant aux deux extrémités de l'arc, et ces rayons ne seraient autres que les *verticales*, ou lignes du fil à plomb, relatives aux extrémités en question.

Mais, d'une part, le sphéroïde terrestre est aplati aux pôles, et, de l'autre, sa surface présente des inégalités qui font que chaque méridien est une ligne irrégulière, renflée à la rencontre des protubérances continentales, tandis qu'elle est déprimée sous les océans. Dès lors, pour qu'un point soit défini, il faut connaître son *altitude*, positive pour la terre ferme, négative pour le fond des mers, c'est-à-dire la distance à laquelle ce point se trouve de la surface idéale qui définit la *figure du globe*.

Pour déterminer cette surface idéale de comparaison, on est convenu de considérer comme figure propre du sphéroïde celle qui correspondrait à la surface libre des mers, si cette dernière était partout prolongée sous les continents, ce qu'on cherche à réaliser par les opérations de nivellement. En vertu de la mobilité des particules liquides, la surface libre de la mer, sollicitée à la fois par la pesanteur et par la force centrifuge due à la rotation diurne, doit théoriquement affecter une *figure d'équilibre*, celle d'un *ellipsoïde de révolution*, engendré par la rotation, autour de l'axe, d'une ellipse méridienne invariable. Dès lors les *verticales* deviennent les normales à l'ellipse, et la mesure de deux arcs elliptiques, limités par des verticales faisant entre elles un angle d'un degré, ces arcs étant choisis l'un près de l'équateur, l'autre près d'un pôle, suffit pour déterminer géométriquement la forme de la courbe. Du même coup, cette connaissance permet d'éva-

luer la longueur de l'ellipse méridienne à l'aide d'une unité convenue. La forme elliptique trouve son expression complète dans ce qu'on appelle l'*aplatissement*, c'est-à-dire dans le rapport de la différence des deux axes au plus grand d'entre eux.

En 1799, les opérations géodésiques exécutées en vue de l'établissement du système métrique avaient conduit Delambre et Méchain à adopter, pour la valeur de l'aplatissement, le chiffre de $\frac{1}{334}$, ce qui, combiné avec les dimensions des arcs mesurés, assignait à l'ellipse méridienne une longueur de 20 522 960 toises. On en prit la quarante-millionième partie, et cette fraction, matériellement exprimée par un étalon en platine déposé aux Archives, est devenue le *mètre*.

Ultérieurement, de nouvelles mesures ont fait voir que la valeur admise pour l'aplatissement était trop faible, et que ce dernier devait être compris entre $\frac{1}{297}$ et $\frac{1}{300}$. De plus, on a dû reconnaître que les différentes mesures d'arc ne donnaient pas des résultats identiques, de telle sorte qu'il n'y avait pas, à proprement parler, d'ellipse méridienne unique.

On aurait pu d'ailleurs le prévoir *a priori*. En effet, pour que la surface des mers affectât la forme d'un ellipsoïde de révolution défini, il faudrait que l'océan eût partout la même densité, et que son niveau, uniquement déterminé par la combinaison de la pesanteur avec la force centrifuge due à la rotation diurne, ne fût influencé ni par les vents, ni par les courants, ni par les variations météorologiques. A la vérité, ces diverses causes n'altèrent la forme du sphéroïde que dans une très faible mesure. Mais il n'en est pas de même des influences dues à l'attraction. La théorie indique que la surface des mers ne peut manquer d'être déformée par le voisinage des masses continentales, dont l'attraction se fait sentir pour son compte, indépendamment de l'action totale du globe. Il s'ensuit que la verticale est déviée, en même temps que la surface des eaux tranquilles ou horizontale s'écarte de la position qu'elle aurait prise sans cette perturbation. C'est donc un ellipsoïde modifié en chaque point par la terre ferme, ou *géoïde*, qui doit exprimer la figure de la nappe océanique. Or la détermination précise de ce géoïde réclame, entre autres choses, la connaissance de l'intensité de la pesanteur, donnée difficile à mesurer et éprouvant, d'un point à un autre, des variations dont la cause est encore très mystérieuse.

Heureusement les inégalités que provoquent ces causes de déformation n'ont pas l'importance qu'on leur avait tout d'abord attri-

buée. Il est aujourd'hui démontré[1] qu'en aucun point le géoïde ne doit s'écarter de l'ellipsoïde théorique de plus de 200 mètres. En particulier pour ce qui concerne l'Europe, le niveau de la mer y est partout sensiblement uniforme, et les variations qu'il peut offrir sur nos côtes sont à peu près du même ordre que les erreurs inévitables des nivellements. En fait, on peut admettre que la figure du globe est exprimée, avec une approximation suffisante, par un ellipsoïde de révolution, dont le demi-axe équatorial aurait 6 378 284 mètres, le demi-axe polaire étant de 6 356 607, et le demi-axe moyen de 6 371 000 mètres. Dans ce cas, la valeur du mètre demeurant pour toujours fixée par l'étalon des Archives, l'ellipse méridienne, au lieu de contenir exactement 40 millions de mètres, en aurait 40 007 860.

Il est à remarquer que même en admettant, pour l'aplatissement terrestre, la plus forte parmi les valeurs proposées, soit $\frac{1}{191}$, le globe terrestre demeure encore trop voisin d'une sphère pour que la différence soit sensible à l'œil, quelle que soit l'échelle de la représentation.

Valeur du relief terrestre. — Ayant ainsi défini la *surface de comparaison* à laquelle on doit rapporter les altitudes et les profondeurs, il est intéressant de savoir dans quelle mesure la surface du globe solide s'écarte de celle dont les éléments viennent d'être indiqués.

Plus des $\frac{70}{100}$ de la surface du sphéroïde sont occupés par la mer. Le reste, c'est-à-dire la terre ferme, ne s'élève jamais au-dessus de l'Océan plus haut que 8840 mètres[2] et, en moyenne, l'altitude des continents, supposée uniformément répartie sur toute leur surface, ne dépasse pas sensiblement 700 mètres. Or le rayon terrestre a 6371 kilomètres. Dès lors la plus haute cime ne domine le niveau de la mer que de la *sept cent vingtième* partie du rayon, et l'altitude moyenne de 700 mètres en représente seulement la *neuf millième* partie. On est donc fondé à dire que le relief de la terre ferme est insignifiant.

D'un autre côté, il n'existe pas de fosse océanique dont la profondeur, authentiquement mesurée, soit en chiffres ronds supérieure à 9500 mètres[3]. Ainsi la plus grande différence d'altitude, entre deux points de la surface du globe solide, n'atteint pas 18 kilomètres et demi, soit la *trois cent quarante-cinquième* partie

1. Cela résulte des travaux mathémathiques de MM. Helmert et Hergesell. — 2. Altitude de la cime culminante de l'Himalaya. — 3. On a récemment mesuré 9427 mètres dans le Pacifique, devant les îles Tonga.

du rayon. A la vérité la profondeur moyenne des mers se tient aux environs de 4000 mètres, égale par conséquent à cinq ou six fois l'altitude de la terre ferme. Il n'en est pas moins vrai que si, sur un globe de dix mètres de diamètre, on voulait ménager des cavités représentant à l'échelle les dépressions océaniques, nulle part il ne faudrait donner à ces cavités plus de *sept millimètres et demi* de creux. Et le même chiffre limiterait à plus forte raison la saillie que devraient faire les rugosités continentales. C'est pourquoi on a raison de dire que les inégalités de l'écorce demeurent bien au-dessous de celles que présente la peau d'une orange.

Ainsi d'une part, les montagnes n'ont en aucune façon, relativement aux dimensions du globe, l'importance que nos yeux sont portés à leur attribuer, et, d'autre part, la mer est très loin de constituer ces *abîmes* que l'imagination se figure si naturellement lorsque, du rivage, on contemple la masse liquide s'étendant à perte de vue. Il y a mieux; lors même qu'un océan aurait sa partie la plus profonde en son milieu, raccordée aux deux bords par des pentes régulières, la courbe ainsi obtenue ne cesserait pas d'être absolument *convexe*. En effet, en raison de la courbure du sphéroïde terrestre, un arc égal à la dimension transversale de l'Atlantique comporte une flèche de 1150 kilomètres; c'est-à-dire qu'à supposer le fond de cet océan absolument plan d'une rive à l'autre, l'épaisseur de la nappe liquide en son milieu serait *cent cinquante fois* plus grande que le maximum de profondeur réellement observé. Une mer de cinq degrés d'amplitude comporte une flèche de 6 kilomètres. Même les mers de Soulou, de Célèbes et de Banda ne réalisent pas ces conditions. Seuls quelques détroits, comme le Pas-de-Calais, ou certaines fosses linéaires exceptionnellement profondes, ont un profil concave. Partout ailleurs, le profil d'ensemble du fond des mers est une courbe convexe, mais dont le rayon de courbure est supérieur à celui de la surface libre.

En résumé, la mer se borne à occuper les parties déprimées d'une surface extrêmement peu différente de celle d'un sphéroïde parfait; et il suffirait que le volume de la masse liquide fût augmenté d'un sixième, pour que la terre ferme presque tout entière cessât d'exister. Malgré l'énorme importance qu'elle revêt à nos regards, la nappe océanique n'est guère qu'une pellicule, servant à marquer les creux, ou, en d'autres termes, à mettre en évidence les principales inégalités d'une surface qui, sans cela, vue de loin, laisserait l'impression d'une régularité presque absolue.

En chiffres ronds, on peut évaluer la superficie du globe à

510 millions de kilomètres carrés, dont 145 pour la terre ferme et 365 pour les mers. Cette répartition est calculée dans l'hypothèse où le pôle antarctique formerait le centre d'une grande île d'environ 10 millions de kilomètres carrés, et dont il semble que quelques rivages se laissent entrevoir par endroits à travers la banquise qui rend ces parages presque inabordables. Avec une altitude moyenne de 700 mètres, le volume des terres situées au-dessus du niveau de la mer représenterait en gros *cent millions de kilomètres cubes*, tandis que, suivant qu'on adopte 4000 ou 3600 mètres pour la profondeur moyenne des mers, on assigne à la masse océanique un volume égal à *quinze ou treize fois* celui des continents.

Ces deux volumes réunis ne représentent que la *six cent soixante-quinzième* partie du volume total de notre sphéroïde. C'est donc avec raison qu'on emploie l'expression d'*écorce terrestre* pour désigner tout ce qui est accessible à l'observation; car en dehors de toute idée théorique sur la constitution interne de notre planète, c'est bien une *écorce*, voire une *pellicule*, que cette partie extérieure qui nous occupe, et au-dessous de laquelle on peut dire qu'aucune investigation directe n'a encore pénétré, puisque le forage le plus profond, sur la terre ferme, n'a pas sensiblement dépassé 2000 mètres.

Cela posé, la faible valeur des inégalités terrestres, jointe à la régularité du sphéroïde, entraîne une conséquence très importante, qu'il est bon de mettre ici en lumière. Puisque la figure de l'écorce solide diffère à peine de celle d'un géoïde, lui-même presque identique avec un ellipsoïde de révolution, cela veut dire que cette écorce affecte, à peu de chose près, une *forme d'équilibre*, privilège réservé aux matières douées de fluidité, ou tout au moins pourvues d'une grande élasticité.

Il y a plus; la valeur de l'aplatissement terrestre est justement celle que le calcul assigne à un globe qui aurait la densité moyenne de la terre (5, 5) et dont les éléments seraient assez mobiles pour obéir à la force contrifuge engendrée par le mouvement diurne. De là découle cette conclusion, que la terre a dû, selon toute probabilité, traverser un état initial de fluidité, évidemment déterminé par la chaleur; qu'au début la surface de l'écorce a été ellipsoïdale, et que les inégalités dont elle est aujourd'hui affectée doivent provenir d'une déformation progressive, causée par le refroidissement de notre planète. Sans insister davantage sur ces considérations théoriques, qu'il nous a paru

bon de signaler parce qu'elles semblent résulter immédiatement de l'observation, poursuivons l'examen des formes générales de l'écorce.

Répartition du relief. Notion des lignes de partage. — Après avoir constaté combien est faible, suivant la verticale, le contraste mutuel des deux parties, maritime et continentale, de la surface terrestre, il convient de rechercher si du moins ces deux domaines n'auraient pas chacun leur constitution propre, suffisante pour établir entre eux une démarcation tranchée. Il en serait ainsi, par exemple, si d'un côté tous les océans se présentaient à nous comme d'immenses cuvettes, s'approfondissant depuis les bords jusqu'au centre, et si, d'autre part, les continents affectaient la forme de dômes surbaissés, plongeant de tous côtés vers les mers qui les baignent.

Telle n'est pas à beaucoup près l'impression qu'on ressent à la vue des cartes, à la fois *hypsométriques* et *bathymétriques*, où le relief du sol ainsi que la profondeur des mers sont figurés par des courbes de niveau, en même temps que des teintes graduées accentuent les zones d'égal relief moyen [1].

Ce qui frappe au premier abord, surtout si l'échelle des cartes est un peu considérable, c'est l'extrême complication des courbes d'altitude, le morcellement pour ainsi dire infini des zones hypsométriques, les profondes échancrures dont elles sont accidentées, suivant un dessin qui semble échapper à toute définition générale. Mais cette impression se modifie singulièrement si, au lieu de suivre minutieusement chaque courbe, on s'applique à se former une vue d'ensemble, en faisant abstraction des circonstances de second ordre. Ainsi celui qui veut comprendre les lignes essentielles d'un paysage cligne des yeux pour ne percevoir que les ensembles. Ainsi encore le peintre qui veut représenter un arbre, et à qui un premier regard n'a montré qu'un enchevêtrement confus de feuilles et de rameaux minuscules, s'étudie à y discerner des masses, à la juste expression desquelles il devra subordonner la reproduction des menus détails.

En appliquant ce procédé à la lecture des cartes hypsométriques, on s'habitue bien vite à simplifier les contours des courbes, pour

1. Au nombre de ces cartes, nous mentionnerons spécialement : la carte générale (*Weltkarte mit Meerestiefen und Höhenschichten*), publiée en 1893 par l'amirauté allemande; la carte n° 1 (*Höhen und Tiefen*) de l'Atlas physique de Berghaus (section Géologie); la carte n° 10 (*Seetiefen*) du même atlas (section Hydrographie); les cartes générales des atlas Schrader et Prudent, Vidal-Lablache, etc. Nous avons d'ailleurs essayé d'en donner une réduction dans la Planche jointe à cet ouvrage.

apercevoir, sur la surface des continents, des massifs qui tranchent, par leur dessin comme par leur altitude, sur les régions environnantes. Seulement ces massifs, tantôt allongés en chaînes, tantôt ramassés ou bien étalés en ramifications, occupent très rarement une situation centrale. Les uns, comme l'ensemble du Tibet et de l'Himalaya, ne sont séparés de la mer que par des péninsules aplaties, qui semblent avoir été artificiellement collées contre leurs bords en qualité de hors-d'œuvre; d'autres, comme l'Atlas en Afrique, ou comme la Cordillère des Andes dans l'Amérique du Sud, forment tout contre la mer une simple bande linéaire, qui apparaît comme un bourrelet longitudinal relativement au reste du continent. Mais ce qui est plus frappant encore, c'est qu'il s'en faut de beaucoup que la terre ferme soit, dans son entier, tributaire de la mer. En Asie, les bassins fermés constituent près de 30 p. 100 de la surface. En Afrique, la proportion des territoires sans écoulement s'élève à 32 p. 100. Pour le globe entier, elle atteint au moins *un cinquième* de la superficie continentale. Ces territoires déprimés, en général très plats, dont quelques-uns ont leur fond au-dessous du niveau de la mer, sont d'ordinaire encadrés par des lignes de hauteurs qui leur assignent des limites assez tranchées; et ainsi la terre ferme, au lieu d'offrir un dessin bien homogène, où se manifesterait partout l'idée directrice d'une descente progressive vers le grand réservoir maritime, se présente sous la forme d'une capricieuse juxtaposition de compartiments, les uns surélevés, les autres déprimés, dont les frontières respectives sont marquées par des chaînes de montagnes.

C'est pourquoi rien n'est plus artificiel que cette notion des grandes *lignes de partage des eaux*, sur laquelle reposait autrefois tout l'édifice de la géographie physique. A coup sûr, il faut bien qu'il s'opère un partage des eaux courantes selon les pentes, et que chaque territoire se divise en bassins fluviaux, eux-mêmes réunis par groupes selon les mers dont ils sont tributaires. En suivant de proche en proche, vers l'amont, les dernières ramifications des cours d'eau, ainsi que des rigoles qui les alimentent en temps de pluies, on finira toujours par rencontrer une suite de points à partir desquels la pente dirigerait les eaux vers un autre bassin. L'ensemble de ces points formera la *ligne de partage*. Mais ce serait une grande erreur de croire que de telles lignes puissent toujours être mathématiquement définies. C'en serait une plus grande d'imaginer qu'elles doivent en tout cas s'accuser franchement dans la topographie, et que les principaux accidents du

relief coïncideront d'une manière constante avec les limites des grands bassins hydrographiques. On pouvait le croire à l'époque où, conformément à un préjugé qui datait du moyen âge, les montagnes étaient considérées comme *les os de la terre ferme*. Alors les atlas se faisaient un devoir de mettre cette *ossature* en pleine lumière, par un figuré où les grandes lignes de partage formaient comme une sorte de colonne vertébrale, d'où les lignes secondaires se détachaient à titre de branches, ramifiées elles-mêmes à l'infini. A quel point cette conception est peu conforme à la réalité, c'est ce dont il est aisé de s'assurer par l'examen des cartes hypsométriques.

Qu'est-ce, par exemple, que cette ligne de partage de l'Europe, qui doit séparer le versant atlantique du versant méditerranéen? Elle prend son origine au détroit de Gibraltar, et semble débuter d'une manière digne de son rôle, en épousant la ligne de crêtes la plus saillante de l'Espagne, la Sierra Nevada. Mais il est à remarquer que, jusqu'à l'extrémité de l'Andalousie, il n'y a pas à proprement parler de partage; car la ligne de séparation demeure collée au littoral méditerranéen, n'envoyant de ce côté que quelques torrents. On la suit encore assez bien dans son rebroussement vers le nord, jusqu'à la rencontre de la Sierra Morena. Mais que devient-elle entre ce point et les sources du Tage, alors que le Guadalquivir, le Guadiana, le Tage et le Douro, tous tributaires de l'Atlantique, ont leurs bassins respectifs si nettement délimités par de vraies chaînes parallèles? En vérité il semble que, comme ligne orographique, elle s'évanouisse juste au moment où commence sérieusement son office de partage. Quels zigzags son parcours ne subit-il pas encore jusqu'aux montagnes qui bordent au sud-ouest le bassin de l'Èbre, par où elle acquiert enfin une allure bien définie vers les Pyrénées, qu'elle se hâte ensuite d'emprunter par un changement complet de direction! Mais, quand elle doit quitter cette dernière chaîne, en ayant soin d'éviter les Corbières, qui semblaient si naturellement s'offrir pour cette descente, on la voit errer à l'aventure dans la dépression fangeuse du Lauraguais, ce seuil insignifiant qui forme l'unique obstacle à la communication entre l'Océan et la Méditerranée, pour atteindre la Montagne Noire. Là, du moins, elle redevient culminante, mais pour se résigner bientôt à l'incertitude que lui inflige le plateau du Larzac, où une partie des eaux tombées vers le versant méditerranéen n'est pas bien sûre de ne pas aller rejoindre, par les canaux souterrains des Causses, quelque affluent de la Garonne. Enfin elle

prend possession des Cévennes, après quoi le Lyonnais, le Beaujolais et le Charolais lui assureront un tracé dominant jusqu'à la Côte d'Or. Seulement, arrivée là, elle doit éviter l'arête principale du chaînon, pour n'être pas coupée du plateau de Langres, qui seul lui permettra, par une haute plaine très improprement qualifiée de Monts Faucilles, d'arriver aux Vosges. Encore, entre Langres et Chalindrey, trouvera-t-elle tout juste le moyen de passer en contournant la source de la Marne, qui vient s'appliquer contre la crête même du plateau, qu'elle semble avoir essayé de forcer.

Des Vosges, la ligne de partage ne fait que toucher la pointe, et à peine a-t-elle pris possession du Ballon d'Alsace qu'elle descend au plus vite, entre le Doubs et l'Ill, à la recherche d'un passage qui la mène au Jura. Cette fois la voilà de nouveau installée sur une véritable crête, mais violemment rejetée au sud-est. D'ailleurs, bien avant que se termine et même que s'abaisse l'arête sur laquelle elle a un moment réussi à se maintenir, il lui faut l'abandonner brusquement, suivant une ligne de plus grande pente, pour errer dans le pays marécageux qui sépare le lac de Genève de celui de Neuchâtel. C'est là qu'écrasée d'un côté par le Jura, de l'autre par les montagnes du Chablais, cette ligne, qui a la prétention de séparer les eaux méditerranéennes à la fois de l'Atlantique et de la mer du Nord, va ramper en quelque sorte, ne laissant à Cully que *deux kilomètres* de distance entre le Léman et la ligne séparative des eaux tributaires du Rhin, jusqu'à ce qu'elle se dédommage enfin en remontant sur la crête de l'Oberland bernois. Mais ses humiliations ne sont pas finies. Elle en éprouvera d'autres, quand il lui faudra se glisser entre le Rhin et le Danube, à deux pas du lac de Constance, juste à l'endroit où un précurseur tertiaire du Rhin se dirigeait autrefois vers l'est. Quels détours pour arriver en Souabe sans heurter ni le Danube, ni le Neckar ! Non moins difficile sera pour elle l'accès de ce nœud du Fichtelgebirge, qui lui procurera le passage à la Forêt de Bohême ; après quoi son tracé demeurera bien indécis sur les hauteurs de la Moravie, comme aussi entre les Sudètes et les Beskides. Mais nulle part le caractère artificiel de cette ligne ne sera mieux marqué que dans ces marais de la Podlésie, dont certaines parties, selon l'abondance des pluies ou la direction du vent, peuvent décharger leurs eaux soit dans la Baltique, soit dans la mer Noire.

D'ailleurs, au delà de ce point, une fois franchies les sources de la Volga, il n'y a plus rien de sérieux qui établisse une sépara-

tion quelconque entre les affluents de ce fleuve et ceux du lac Ladoga ; et c'est merveille que la ligne de partage parvienne jusqu'à l'Oural, à chaque instant recoupée par des canaux qui mettent le bassin de la mer Glaciale en communication avec celui de la Caspienne. Quelle différence entre cette allure si souvent effacée et ce que donneraient à penser les anciennes cartes soi-disant physiques, où l'on avait soin de marquer, par un figuré continu, semblable à celui des montagnes, la ligne séparative des eaux européennes !

Encore, pour atténuée qu'elle soit si souvent, cette ligne n'en est-elle pas moins susceptible d'un tracé défini et unique. Mais où trouver quelque chose d'analogue en Asie, avec ces grands bassins intérieurs sans écoulement, les uns, comme la dépression aralo-caspienne, à peine séparés des fleuves sibériens, les autres, comme le désert du Tarim et les cuvettes mongoliennes, enfermés entre les plus hautes chaînes de montagnes? Si bien que c'est en plein désert de Gobi, là précisément où il n'y a pas d'eau, qu'il faut arriver à tracer une séparation entre le bassin du Pacifique et celui de la mer Glaciale, sur un continent où l'Himalaya, la chaîne la plus élevée du globe, sert uniquement à isoler le Gange de son affluent le Brahmapoutra !

Que dire aussi de l'Afrique, où l'on voit les affluents du haut Sénégal enchevêtrer, en quelque sorte, leurs sources avec celles du Niger, ce singulier fleuve qui commence par tourner le dos à la côte où il doit aboutir? Quelle incertitude du relief, non seulement dans le Sahara et la cuvette du Tchad, mais dans ce bassin du Congo, dont certains tributaires viennent s'entremêler avec des affluents du Nil, tandis que d'autres vont se confondre dans des marécages avec les eaux aboutissant au Zambèze ! Enfin pourrait-on signaler rien de plus exceptionnel que la falaise qu'on suit depuis Zanzibar jusqu'en Abyssinie, et dont l'arête, limite orientale du grand plateau incliné vers l'Atlantique, s'accidente par moments d'une suite de fosses, où s'alignent des lacs sans écoulement?

A ceux qui, par contre, se plairaient à mettre en regard la remarquable homogénéité de la Cordillère des Andes, il serait aisé de répondre que, pour l'Amérique du Sud, c'est une étrange ligne de partage que l'arête de ce bourrelet, qui semble s'être dressée uniquement pour empêcher les eaux du continent d'arriver au Pacifique ; enfin que le Nevada et l'Utah, avec leurs grands bassins intérieurs, enlèvent singulièrement à la valeur des Montagnes Rocheuses, considérées comme arête hydrographique principale.

En un mot, les continents, tels que la géographie usuelle a coutume de les envisager, ne sont rien moins que des unités homogènes. Ils ne répondent en aucune façon à la conception d'une ossature coordonnée à leur contour, et marquée par une chaîne de partage de premier ordre, d'où se détacheraient, comme autant de membres reliés au tronc, les arêtes séparatives des bassins secondaires. On y voit, côte à côte, des massifs de haut relief et des territoires déprimés, les uns sans aucun écoulement, d'autres, comme le bassin de la Hongrie, d'où les fleuves s'échappent en forçant, à travers des chaînes de montagnes, de véritables défilés. Ce sont des assemblages de parties essentiellement disparates, où se révèle une complication extrême, et dont l'état présent est impossible à embrasser sous une formule unique.

Relief du fond des océans. — Le même enseignement ressort de l'étude des profondeurs maritimes. C'est en vain qu'on chercherait, dans ce qu'on appelle un océan, quelque dessin d'ensemble, attesté par la convergence de toutes les pentes vers une fosse centrale. Ainsi, de la côte du Pérou à celle du Kamtchatka, dans la direction du sud-ouest au nord-est, le fond du Pacifique est une plaine uniforme, dont la profondeur demeure comprise entre 4000 et 6000 mètres. C'est seulement tout contre les îles Kouriles, c'est-à-dire dans une position absolument excentrique, qu'apparaît une fosse allongée parallèlement à la chaîne des îles, entre les Aléoutiennes et le Japon, et où la sonde est descendue jusqu'à 8513 mètres. Cette zone de grandes profondeurs joue donc, relativement au Pacifique, un rôle tout à fait semblable à celui du massif tibétain par rapport à l'Asie.

A partir du Japon, la chaîne des îles Bonin, des Mariannes, des Carolines et des îles Salomon est bordée, à droite et à gauche, par des fosses fermées, de 4000 à 6000 mètres, et des cavités non moins profondes forment, au milieu des Indes orientales, les deux mers de Célèbes et de Banda. Là aussi, ce sont de vrais compartiments déprimés, bordés de tous côtés, soit par des hauts-fonds, soit par des chaînes d'îles, qui ne sont que les sommets de rides en majeure partie submergées. De ces compartiments plus ou moins circulaires, les uns (c'est le cas de Célèbes) ont leur fond absolument plat. D'autres, comme la mer de Banda, voient se dresser en leur milieu des espèces de pyramides qui, partant de 5000 mètres de profondeur, arrivent à la surface par des pentes de près de 15 p. 100.

Enfin le maximum de profondeur du Grand Océan se produit-

dans sa partie méridionale, tout contre le plateau sous-marin qui borde à l'est les îles Tonga, et où le *Penguin* a constaté récemment l'existence de trois fosses, descendant respectivement à 9427, 9413 et 9184 mètres.

L'Atlantique, au nord comme au sud, est partagé en deux, suivant sa longueur, par un long plateau sous-marin, portant toujours moins de 4000 mètres d'eau. Entre ce plateau et les continents s'étendent des fosses dont le fond se tient entre 4 et 6 kilomètres au-dessous de la surface. Mais ce n'est encore pas dans ces fosses que la sonde descend le plus bas; c'est tout contre les Antilles (8341 m.), et de même, les cartes récentes font ressortir près des côtes des dépressions exceptionnelles, l'une, la fosse de Curaçao (5221 m.), enfermée dans la mer des Antilles, l'autre, la fosse de Bartlett (6268 m.), encore plus remarquable par sa forme linéaire, entre la Jamaïque et la baie de Honduras.

En somme, nulle part les océans ne dessinent de grandes cuvettes régulières, et chacun se partage, comme la terre ferme, en compartiments inégaux, le plus souvent au fond plat, à travers lesquels courent des protubérances sous-marines, semblables, comme allure générale, à celles qui accidentent les continents.

De là on peut conclure que le domaine maritime et le domaine continental ne sont pas distincts par leur essence. Dans l'un comme dans l'autre, les grands traits de l'écorce solide sont les mêmes. Les compartiments juxtaposés, tout comme les bourrelets qui les définissent, diffèrent surtout les uns des autres par leur distance au centre de la terre. Cette distance fixe la place que ces unités semblables doivent occuper, les unes, les continents, au-dessus du niveau de la mer, les autres, les grandes surfaces océaniques, au-dessous de ce niveau, tandis qu'entre les deux se tiennent les chaînes d'îles entourant des mers presque fermées, dont le Pacifique occidental offre le type. L'ensemble a pu être justement comparé à une *marqueterie*, dont les différentes pièces auraient joué les unes par rapport aux autres.

Tout en présentant, au point de vue de la structure générale, la similitude qui vient d'être signalée, les parties continentales et les parties maritimes pourraient encore se distinguer d'une manière assez tranchée, si l'allure du relief sous-marin était sensiblement plus adoucie que celle des protubérances de la terre ferme. Faute de documents suffisamment précis, on a pu croire pendant longtemps qu'il en était ainsi. Mais le progrès des sondages a rectifié cette erreur, et il suffit d'un coup d'œil jeté sur les cartes récentes

pour se convaincre, non seulement que l'espacement des courbes bathymétriques est presque partout comparable à celui des lignes hypsométriques, mais que, au rebours de ce qu'on aurait pu croire, la raideur des pentes océaniques l'emporte bien souvent sur celle des déclivités du sol émergé.

Ainsi, au large du golfe de Biscaye, comme en avant de l'Irlande, on voit le fond s'abaisser à raison de 56 mètres pour 1000, alors que, de la cime des Tauern au pied des Alpes bavaroises, la chute n'est que de 31 pour 1000. Non loin des côtes du Maroc, on constate des déclivités de 180 à 190 pour 1000, c'est-à-dire du même ordre que celles qu'on mesure entre une haute cime alpine et la vallée principale qui en est le plus voisine. La pente autour des îles Bahama est de 145 p. 1000, atteignant par moments 790 p. 1000, soit plus que la déclivité de la ligne qui joint le sommet de la Jungfrau à la vallée de Lauterbrunnen. Les îles Bermudes, le golfe de Guinée, le banc de Faraday dans l'Atlantique, offrent des exemples de pentes comprises entre 500 et 700 p. 1000[1], et cela en dehors des régions coralliennes à récifs construits. Devant la côte du Chili, la courbe bathymétrique de 4000 mètres est parfois moins éloignée du rivage que ne l'est, sur le flanc des Andes, la ligne d'altitude de 2000 mètres. Même, en un point, la sonde dépasse 6000 mètres, à une distance de la côte moitié moindre que celle qu'il faudrait parcourir en sens inverse pour s'élever à 4000 mètres dans la Cordillère. Chaque opération de pose d'un câble sous-marin multiplie le nombre des piliers océaniques connus qui surgissent brusquement au-dessus d'un fond presque plat.

Il résulte de tous ces faits que les phénomènes auxquels sont dues les grandes inégalités de l'écorce ont dû agir avec des intensités comparables sous les mers et sur les continents.

Comparaison de la terre ferme et du fond des mers. — Il y a pourtant un caractère qui différencie les courbes de niveau de la surface émergée; c'est leur tracé essentiellement *dentelé*, ou pour mieux dire *déchiqueté* (fig. 1), contrastant avec la régularité habituelle du tracé des courbes immergées.

La cause de ce morcellement est facile à découvrir à l'inspection d'une carte hypsométrique détaillée, c'est-à-dire faisant connaître les lignes de niveau pour des équidistances rapprochées, par exemple de 10 en 10 mètres. On constate alors que, d'une courbe à l'autre, les échancrures se superposent avec régularité,

1. Voir Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, II, p. 608 et suiv.

les parties concaves étant groupées par séries autour d'un axe commun, qui est le thalweg d'une vallée, tandis que les parties convexes s'étagent suivant l'axe des croupes séparatives de deux versants. Les dentelures sont donc le résultat évident de l'*érosion*, qui a découpé toute la terre ferme pour y procurer l'écoulement des eaux courantes. Au contraire, en mer, au moins au-dessous de 200 mètres de profondeur, il n'y a plus, en général, de puissance capable d'affouillement.

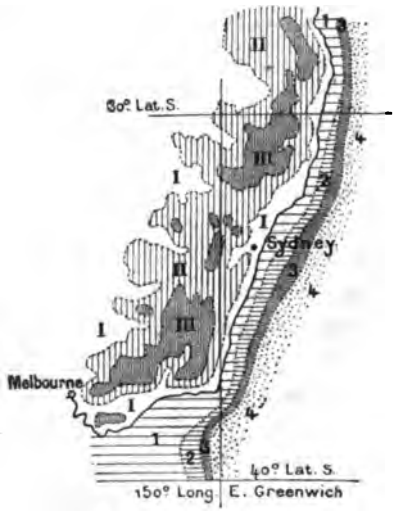

Fig. 1. – Fragment de la côte orientale d'Australie. I, Zone d'altitude de 0 à + 300 mètres; II, Zone de 300 à 1000; III, Zone de 1000 à 2000 mètres; 1, zone bathymétrique de 0 à — 200 mètres; 2, zone de — 200 à — 2000; 3, zone de — 2000 à — 4000 mètres; 4, Fonds de plus de 4000 mètres.

Par suite de l'allure exprimée par les courbes hypsométriques, lorsqu'on fait la coupe verticale d'un continent, l'interruption que subissent les pentes générales à la rencontre des vallées engendre un profil déchiqueté en *dents de scie* (fig. 2), qui fait un contraste remarquable avec la simplicité du dessin de l'écorce sous les mers (fig. 3). C'est comme

Fig. 2. — Coupe à travers l'Asie suivant le 35e parallèle de lat. N. (d'après M. Heiderich).

un changement à vue qui s'opère au passage de la terre ferme à l'Océan [1].

Fig. 3. — Coupe à travers l'Atlantique, suivant le 35e parallèle de lat. N. (d'après M. Heiderich).

La conséquence est que, sur la terre ferme, un point quel-

1. Cette différence ressort très nettement sur les profils dressés par M. Heiderich (*Penck's geographische Abhandlungen*, 1891).

conque est le plus souvent dominé, à droite ou à gauche, et à petite distance, par des hauteurs relativement importantes; tandis que, si le fond des mers était mis à sec, ceux qui le parcourraient verraient le terrain s'élever ou s'abaisser très progressivement sur de grandes étendues, trouvant rarement, dans leur voisinage immédiat, une cime de brusque relief.

Une telle différence ne saurait être attribuée à l'insuffisance actuelle des documents hydrographiques. Sans doute nous sommes encore loin de connaître tous les accidents que recouvre la nappe liquide, et le progrès des sondages ne pourra que compliquer les contours aujourd'hui esquissés. Mais, soit au voisinage immédiat des côtes, soit sur l'emplacement des lignes télégraphiques sous-marines, le nombre est déjà considérable des parages qui ont été relevés avec une grande précision, et où l'on a pu constater l'absence d'échancrures notables dans les courbes bathymé-

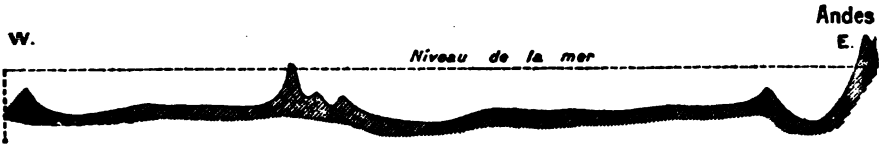

Fig. 4. — Coupe à travers le Pacifique suivant le 25e parallèle de lat. S. (d'après M. Heiderich).
Échelle : des longueurs $\frac{1}{50\,000\,000}$; des hauteurs $\frac{1}{500\,000}$.

triques. Quand il s'en présente, comme au voisinage des côtes découpées par des fjords, la géologie fournit la preuve que la contrée a subi une submersion récente, de sorte que cette exception confirme, au lieu de la détruire, la règle que nous avons posée.

Ainsi, sous ce rapport, le domaine continental et le domaine maritime ont chacun leur caractéristique définie. Seulement il importe de remarquer que la différence signalée ne porte que sur les détails. Elle disparaît tout à fait si, faisant abstraction des inégalités secondaires, c'est-à-dire supposant les vallées comblées, on envisage, soit la direction d'ensemble des courbes hypsométriques, soit les inflexions principales du profil continental. Dans ce cas, les deux domaines redeviennent absolument comparables et, dans l'un comme dans l'autre, les accidents généraux du relief ont la même valeur. C'est ainsi, par exemple, que la coupe transversale du Pacifique, par 25° lat. S., donne pour le fond de l'Océan un profil général qu'on dirait calqué sur celui d'un continent (fig. 4). De même, les sondages multipliés qui ont été exécutés dans l'Atlantique nord ont permis d'établir que les variations du relief, pour le

fond de cet océan, étaient exactement du même ordre que pour la partie moyenne de l'Europe.

C'est un fait de la plus haute importance; car il écarte, de prime abord, toute idée d'attribuer aux agents extérieurs un rôle prépondérant dans la formation du relief de l'écorce. En effet, ces agents n'ont aucune prise sur les profondeurs maritimes; et puisque les inégalités de ces dernières ne diffèrent pas génériquement de celles qui caractérisent la terre ferme, il est légitime d'en conclure que le rôle des puissances externes doit se borner à imprimer un modelé tout à fait superficiel à des formes dont le dessin est entièrement déterminé par des causes profondes.

Notre conclusion pourrait être en défaut, s'il était permis de supposer que, par une sorte de jeu de bascule, la terre ferme et la mer aient périodiquement alterné; de telle sorte que les océans actuels représenteraient d'anciens continents, submergés après avoir été façonnés par l'érosion. Mais, bien que nos continents abondent en formations d'origine marine, qui attestent la fréquente variation des rivages, il paraît bien établi par la géologie que cet échange ne s'est jamais opéré sur une très grande échelle. Même cette science nous apprend à reconnaître, dans les deux hémisphères, des territoires très étendus qui, depuis une longue suite de périodes, n'ont pas cessé d'appartenir à la terre ferme. Or il n'en faut pas davantage pour enlever tout crédit à l'hypothèse qui ferait des fonds de mers actuels d'anciens continents submergés. Car la masse des océans est si considérable, relativement à celle de la terre ferme, que pour avoir déserté une partie notable des parages qu'elle occupe aujourd'hui, il faudrait que la mer eût recouvert tous les autres sans exception. Quant à imaginer que le volume des océans ait pu être moindre aux époques antérieures, par suite d'une plus abondante évaporation, cela est impossible, si l'on réfléchit qu'une évaporation qui diminuerait de 45 mètres la profondeur des mers déterminerait, par la présence de la vapeur correspondante, une augmentation de trois atmosphères dans la pression extérieure; circonstance dont n'auraient pu s'accommoder ni les végétaux, ni les animaux à respiration aérienne qui, depuis si longtemps, peuplent la surface des continents.

Enfin, et surtout, le contour si régulier des courbes bathymétriques empêche de les considérer comme appartenant à d'anciennes terres émergées, car, dans ce cas, l'érosion n'eût pas manqué d'y découper de nombreuses et profondes échancrures. Peut-être quel-

ques-unes de ces inégalités auraient-elles pu disparaître par la suite sous une couverture de sédiments. Mais cet effet ne se fût produit qu'au voisinage immédiat des côtes; car l'observation établit que la sédimentation ne s'opère que sur 250 à 300 kilomètres en avant des rivages. Or ce chiffre est infime relativement à la largeur moyenne des mers, où le fond offre partout le même dessin.

On peut donc regarder comme infiniment probable que des phénomènes tout à fait distincts des actions superficielles ont dû créer les inégalités de l'écorce. Et celles-ci se seraient maintenues sans altération sensible sous les eaux de l'Océan, tandis qu'à l'air libre elles auraient vu peu à peu leur profil se modifier et leurs contours se compliquer par morcellement.

Constitution des grandes aires océaniques. — Les causes profondes que nous venons d'entrevoir vont encore se révéler à nous dans l'étude des particularités qui distinguent les grandes aires océaniques. De ce qu'on doit reconnaître à toute l'écorce solide une même structure générale, il ne s'ensuit pas nécessairement qu'il n'existe, entre les parties déprimées et celles qui font saillie, d'autre différence que celle de l'altitude. Peut-être l'examen de leurs limites respectives mettra-t-il en évidence une sorte de prédestination, fixant d'avance le sort de certains compartiments.

Pour le savoir, examinons successivement les deux principales divisions entre lesquelles se partage la masse des mers, c'est-à-dire le Pacifique et l'Atlantique.

Le Pacifique est de beaucoup l'océan le plus important. Il embrasse à lui seul 30 p. 100 de toute la superficie du globe. Or depuis le cap Horn jusqu'à l'Alaska, son contour oriental ne cesse pas d'être défini par un bourrelet de hautes montagnes, dont la déclivité se poursuit sans discontinuité sous la mer, jusqu'aux fonds de 2000 mètres entre la pointe du sud de l'Amérique et la latitude de 35° S., jusqu'aux fonds de 4000 et souvent plus entre ce point et le voisinage des Aléoutiennes. A la vérité, dans l'Amérique du Nord, la Cordillère, jusque-là si simple, s'épanouit en plusieurs branches et s'élargit en massifs. Mais une partie notable de cet épanouissement est occupée par des déserts sans écoulement, que de hautes chaînes côtières séparent du rivage; et ainsi, dans l'ensemble, le dessin du bord oriental de ce grand océan se poursuit d'un bout à l'autre avec la même simplicité, accusant partout un brusque ressaut de l'écorce, ressaut dont l'amplitude

verticale dépasse parfois *douze mille mètres* [1]. Contrairement à l'idée qui s'offre si naturellement à l'esprit, d'un rapport nécessaire entre la grandeur d'un océan et le territoire continental qui en est tributaire, le Pacifique n'a pour ainsi dire rien qui lui appartienne sur le continent américain. Presque toutes les eaux s'en vont à l'Atlantique, qui pourtant est deux fois moins étendu.

Passons maintenant en Asie. Les Aléoutiennes, véritable cordillère en grande partie sous-marine, vont se souder au Kamtchatka, pays de hautes montagnes, et celui-ci se continue par les Kouriles, contre lesquelles la sonde descend rapidement à 8500 mètres. Puis vient le Japon, prolongé à son tour, d'un côté par les îles Liou Kiou et les Philippines, de l'autre par les îles Mariannes, que bordent immédiatement des fonds de 6 à 8 kilomètres. Par là on atteint la Nouvelle-Guinée, avec des montagnes de 4000 mètres, puis la Nouvelle-Calédonie, et enfin les Alpes de la Nouvelle-Zélande, dont quelques cimes dépassent 3000 mètres, non loin d'une mer où la sonde s'enfonce à plus de 5 kilomètres, et sur l'autre bord de laquelle se dresse la chaîne australienne. Pour être moins apparent et moins simple que sur les rivages américains, le brusque ressaut de la rive occidentale du Pacifique n'en est pas moins marqué. Il n'y a pas non plus, pour l'Asie, de bassin hydrographique appartenant en propre à cet océan. Tous les fleuves aboutissant à la côte asiatique se versent dans des mers intérieures à la ligne des grandes îles, mers qu'un exhaussement presque insignifiant de l'écorce suffirait à isoler du Pacifique, en faisant une barrière ininterrompue de toutes les chaînes d'îles qui définissent le ressaut.

Ainsi le Pacifique, au moins pour toute la partie située au nord du 30e parallèle de latitude S., apparaît comme une véritable fosse aux bords escarpés et au fond plat, plus ou moins partagée en compartiments secondaires par des arêtes longitudinales, comme celle des îles Sandwich, mais essentiellement définie comme dépression homogène par le bourrelet continu qui l'entoure. Ajoutons que le parcours de ce brusque ressaut est marqué par une ceinture presque ininterrompue de volcans, comme il s'en établit toujours, ainsi que l'enseigne la géologie, au bord des grandes lignes de fracture; et alors nous pourrons dire que, dans la marqueterie terrestre, le Pacifique représente un énorme comparti-

1. La différence de niveau entre le fond de la fosse marine qui existe au-devant de Lima, et la crête de la Cordillère au-dessus de cette capitale, est de 11 500 mètres : et il est des points de la côte chilienne où cette différence atteint 12 500 mètres.

ment effondré, tout autour duquel des cassures ou des plis ont relevé les bords des compartiments voisins.

C'est donc bien une dépression dans toute la force du terme; et ce rôle paraît lui avoir été dévolu de très longue date, car l'étude géologique nous montrerait le Pacifique constitué, à l'état d'océan, à peu de chose près dans ses limites actuelles, depuis les derniers temps de l'ère primaire. De telle sorte qu'on peut le regarder comme un des éléments les plus stables de la géographie.

Tout autre est la constitution de l'Atlantique, comme l'a si bien fait ressortir M. Suess [1]. Autant les rides de l'écorce semblaient chercher à s'accumuler contre le bord du Pacifique, autant elles évitent, pour ainsi dire, les rives de l'Atlantique. Quand une chaîne y rencontre la mer, c'est à angle droit, comme les Pyrénées, la Cordillère bétique, l'Atlas marocain. La montagne s'arrête, coupée net par la côte, sans abaissement préalable de la crête. En outre, un immense territoire continental est tributaire de cet océan, qui reçoit des fleuves considérables, comme le Saint-Laurent, le Mississipi, l'Orénoque, l'Amazone, le Rio de la Plata, le Niger, le Congo, etc. Mais ce n'est pas directement vers la partie centrale de la mer que ces fleuves se rendent. Le Saint-Laurent, d'un côté, le Mississipi de l'autre, divergent en encadrant, comme pour l'éviter, un territoire triangulaire, celui des Alleghanys ou Appalaches, dont l'altitude est plus forte que celle de tout le reste du bassin. De la même façon, l'Amazone et le Paraguay entourent en divergeant le grand plateau brésilien, dont l'altitude ne cesse de croître jusqu'au rivage, comme s'il avait été brusquement tranché entre Bahia et le Rio de la Plata.

Du côté de l'Afrique, c'est un plateau encore mieux caractérisé qui bute contre la côte. Il ne s'y manifeste aucune échancrure principale, aucune convergence régulière des pentes vers l'Atlantique. Les grands cours d'eau affectent un tracé capricieux et incertain, comme s'ils se résignaient mal à sortir du continent, et, en même temps, comme s'ils réunissaient plus ou moins arbitrairement des tronçons d'origine et d'histoire diverses.

Quant à l'océan lui-même, deux longues croupes sous-marines en accusent l'axe, l'une de Tristan da Cunha à Saint-Paul, l'autre du tropique nord à l'Islande, passant par les Açores. Et c'est justement sur ces croupes que s'alignent les témoignages de l'activité volcanique, absents du rivage même de l'Atlantique; comme si la

1. *Antlitz der Erde.*

cassure que les foyers éruptifs laissent soupçonner s'était produite dans l'axe et non sur les bords de l'océan. Son histoire géologique est d'ailleurs tout autre que celle du Pacifique, et impose l'idée d'une formation très tardive des deux extrémités, boréale et australe, de cette mer. Enfin l'Atlantique offre, sur la plus grande partie de ses rivages, un fait inconnu sur les bords du Pacifique; c'est l'existence d'une large plate-forme immergée à moins de 200 mètres de profondeur, qui forme comme un *socle continental*, au delà duquel seulement la pente se prononce et devient extrêmement brusque.

Dépression méditerranéenne. — Mais le tableau des grandes dépressions maritimes n'est pas encore complet. Une autre doit entrer en ligne de compte, plus compliquée dans son dessin et plus morcelée, et cependant bien caractéristique dans sa direction transversale aux précédentes. On peut l'appeler la *dépression méditerranéenne*, non seulement parce que la Méditerranée actuelle se trouve sur son passage, mais parce qu'elle partage en deux les masses continentales.

Entre les deux Amériques, cette dépression se révèle par les fosses du golfe du Mexique et de la mer des Antilles, remarquables à la fois par leur profondeur, par la raideur des pentes sous-marines et par la présence des appareils volcaniques. Elle s'accuse ensuite par le grand chenal qui sépare les Canaries des Açores, et, au delà du détroit de Gibraltar, on la retrouve sous la forme des cuvettes successives, aux bords jalonnés par des volcans, qui par leur ensemble composent la Méditerranée. Alors elle se bifurque, et, tandis qu'un de ses bras donne la mer Noire, avec son prolongement aralo-caspien, naguère bien plus étendu qu'aujourd'hui, l'autre se trahit par les dépressions de la mer Rouge, du golfe Persique et de l'océan Indien. Enfin, par les îles de la Sonde, qui s'élèvent tout d'une pièce d'un socle situé à plus de 5000 mètres de profondeur, s'opère la jonction de la dépression méditerranéenne avec les fosses longitudinales du Pacifique; et cette rencontre, qui dissimule à peine le rattachement de l'Australie au continent asiatique, est précisément marquée par un développement tout à fait grandiose de l'activité volcanique.

Ce n'est pas tout. Sur les bords de la dépression méditerranéenne, et parallèlement à son axe, s'accumulent des rides montagneuses de premier ordre. En Europe, c'est la Cordillère bétique, puis toute la chaîne alpine, prolongée par les Balkans, et, au delà du Pont-Euxin, par le Caucase. En Afrique, c'est l'Atlas. En Asie,

ce sont les chaînes iraniennes, le gigantesque Himalaya et les montagnes de l'Indo-Chine. En Amérique, c'est, d'un côté, le bourrelet presque entièrement immergé des grandes Antilles, de l'autre la série des rides côtières du Venezuela.

Par là se manifeste le caractère essentiel de cette traînée de mers continentales. Ce n'est pas seulement, comme le Pacifique, une région faible de l'écorce terrestre, prédestinée de longue date à l'affaissement : c'est aussi la zone où se sont concentrés les efforts de refoulement qui ont dressé en plis gigantesques les bords de cette dépression, partout serrée, pour ainsi dire, entre deux bandes stables. Dans l'ancien monde, ces dernières sont, d'une part l'*Eurasie*, c'est-à-dire l'ensemble de l'Europe et de l'Asie, moins les péninsules arabique et indienne : de l'autre, l'*Indo-Afrique*, avec l'Australie, territoire aujourd'hui morcelé, mais trahissant dans tous ses lambeaux la même conformation en larges plateaux réguliers, dont la géologie révèle la continuité originelle. Dans le Nouveau Monde, les zones stables sont les deux Amériques, dont la jonction par l'isthme de Panama est de date récente, et qui l'une et l'autre, du moins pour la partie située à l'est de la Cordillère, ont été constituées, dans leurs traits essentiels, depuis les âges géologiques les plus reculés.

L'état particulier d'instabilité de la dépression méditerranéenne ne s'accuse pas seulement par les bourrelets montagneux qui en occupent les bords. Comme contre-partie de ces rides, une série de fosses d'effondrement s'y succèdent, entourées par des volcans actifs ou récemment éteints; et les tremblements de terre y exercent souvent leurs ravages, comme une preuve nouvelle du défaut d'équilibre de la région.

Remarques générales sur le dessin de la surface terrestre. — En résumé, à travers les analogies que nous avions signalées en premier lieu, un dessin véritable apparaît dans la disposition réciproque des terres et des mers. Il n'est donc pas superflu de chercher à ajouter quelques traits qui achèveront d'en préciser la physionomie.

Le premier est la remarquable concentration des surfaces continentales dans l'hémisphère boréal, et, de préférence, dans les hautes latitudes de cet hémisphère, avec un maximum d'épanouissement non loin du cercle polaire arctique. Alors que, d'une manière générale, la superficie des mers est à celle de la terre ferme comme 252 est à 100, ce rapport, pour l'hémisphère en question, s'abaisse à 150 p. 100, tandis que, pour la partie australe du globe, il est voisin de 480 p. 100.

Cette inégalité de distribution peut être encore mieux mise en évidence si l'on choisit pour pôle un point situé aux environs de Cloyes (Eure-et-Loir), par 48° lat. N., et 0°50 long. O. de Paris [1]. Dans ce cas, on forme autour de ce pôle un *hémisphère continental*, où le rapport de la surface de la mer à celle de la terre ferme est 1,1, et un *hémisphère océanique*, où la proportion atteint 9. Le premier contiendrait, à lui seul, 120 millions de kilomètres carrés, sur 145 au maximum qu'en renferme le globe entier.

Rien n'est plus propre à faire ressortir combien la figure de l'écorce solide est éloignée de ce qu'en géométrie on appelle une figure *centrée*, c'est-à-dire telle que ses points se correspondent deux à deux par rapport à un point intérieur, à des distances égales de ce dernier. Au contraire, on peut dire que le caractère essentiel de la surface de l'écorce est l'*opposition diamétrale* des saillies et des dépressions. *Un vingtième* seulement de la terre ferme voit ses antipodes coïncider avec des surfaces continentales. Tout le bloc formé par l'Europe, l'Asie et l'Afrique a ses antipodes en plein océan, à l'exception de l'Espagne, qui correspond à la Nouvelle-Zélande, et d'un triangle correspondant à l'extrémité méridionale de l'Amérique du Sud, lequel triangle a sa pointe au lac Baïkal, et sa base étalée entre le Siam et Pékin. C'est pourquoi on a pu comparer l'écorce solide à une sorte de pyramide à quatre faces triangulaires plus ou moins déformées, dont trois pointes feraient saillie dans les hautes latitudes de l'hémisphère boréal, tandis que la quatrième irait sortir au pôle austral sous la forme du continent antarctique, diamétralement opposé à la mer Glaciale arctique. On peut ajouter que cette vue d'ensemble trouve une remarquable confirmation dans le fait que les unités continentales, largement épanouies dans le nord, se terminent toutes en pointe vers le sud.

Un fait non moins frappant est la déviation vers l'est qui affecte tous les prolongements méridionaux des masses continentales. Très sensible dans le Nouveau Monde, où le méridien de Panama, qui n'empiète pas sur l'Amérique du Sud, n'isole du même côté que la pointe nord-est de l'Amérique du Nord, cette déviation est manifeste en Afrique, mais surtout en Asie, dont le prolongement australien est tout entier à l'est du méridien passant par la pointe nord du lac Baïkal.

D'un autre côté, si l'on cherche à préciser la zone où se produit cette déviation, on trouve qu'elle coïncide partout avec la ren-

1. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche.*

contre de la dépression méditerranéenne. Cette dernière doit donc nous apparaître non seulement comme une bande d'affaissement et de plissement, mais comme la trace d'une sorte de rupture ou de décollement, traversant en écharpe l'écorce du sphéroïde. Ce décollement impliquerait l'idée d'un effort de torsion, en vertu duquel toute la partie australe de l'écorce se serait trouvée entraînée vers l'est, autrement dit dans le sens même du mouvement de rotation de notre globe.

Enfin l'examen d'une carte bathymétrique fait ressortir un fait très significatif : c'est qu'un abaissement de 2000 mètres dans le niveau de la mer ne changerait presque rien au contour des continents. Les seules modifications importantes qui en résulteraient seraient les suivantes : Terre-Neuve et le Labrador se trouveraient réunis au Groenland, et de ce dernier à l'Europe s'étendrait, par l'Islande, une terre isolant la fosse atlantique de celle de la mer boréale. Cette même terre comprendrait les îles Britanniques, rattachées d'un côté à l'Espagne, de l'autre à la Scandinavie et, par là, au Spitzberg. L'Amérique du Sud s'élargirait vers sa pointe, dépassant les îles Malouines. Le Japon se rattacherait, d'un côté au Kamtchatka, de l'autre à la Chine, et l'Indo-Chine ferait corps avec les îles de la Sonde ainsi que les Philippines. Enfin, l'Australie, augmentée de la Tasmanie et de la Nouvelle-Guinée, enverrait de son angle nord-est un prolongement rectiligne, qui se recourberait ensuite brusquement pour faire le tour de la Nouvelle-Zélande, mais en laissant entre cette terre et le rivage australien une fosse profonde. En somme, ces modifications seraient d'une importance très secondaire, et le fait que tout le reste du dessin continental subsisterait atteste avec quelle force il doit être gravé dans l'écorce.

Telles sont, largement esquissées, ce qu'on peut appeler les données fondamentales de la géographie. A travers la complication qui nous avait frappés au premier abord, toutes concourent à laisser entrevoir un dessin d'ensemble, plus ou moins dissimulé par les changements successifs qu'une longue suite de siècles a fait subir à la surface de l'écorce. Et l'invincible impression qui s'en dégage est celle de causes profondes autant que puissantes, auxquelles il est nécessaire de demander le secret d'une structure dont les traits dépassent de beaucoup, en ampleur et en généralité, ce qu'il est possible d'expliquer par des actions purement superficielles.

DEUXIÈME LEÇON

LE RELIEF DE L'ÉCORCE TERRESTRE

Profil de la terre ferme. — Jusqu'ici nous n'avons envisagé que les grandes lignes du dessin géographique. Il importe maintenant d'aller plus loin, et de chercher à préciser la structure des compartiments entre lesquels nous savons que l'écorce se partage. La marche à suivre consiste à mener, à travers les continents et les océans, des coupes qui mettent en évidence l'allure du relief.

Considérons par exemple une coupe (fig. 5) dirigée, transversa-

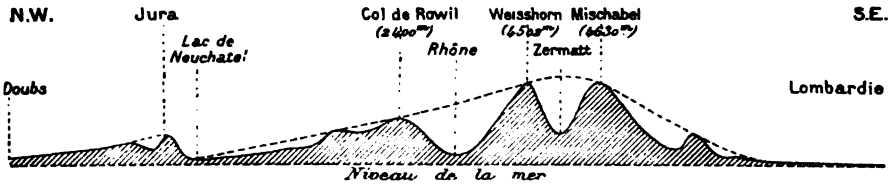

Fig. 5. — Coupe entre la vallée du Doubs et la Lombardie (hauteurs décuplées).

lement au Jura et aux Alpes, de la vallée du Doubs à la plaine lombarde.

Le profil ainsi obtenu fait ressortir avec une grande netteté le

Fig. 6. — Profil général du sol belge.

sens général de la courbure dans les accidents du relief européen. Si l'on fait abstraction des vallées profondes, œuvre de l'érosion, par lesquelles la continuité des versants montagneux peut être interrompue, et qu'on rétablisse, en passant par-dessus ces échan-

crures, la courbe d'ensemble des principales déclivités, on constate que partout cette courbe est *concave vers le ciel*. Cela est bien visible pour la pente qui va du Doubs à la crête du Jura, pour celle qui relie le lac de Neuchâtel aux cimes du Mont-Rose, enfin et surtout pour la descente de ces sommets aux plaines du Pô. Sans doute l'exagération des hauteurs, relativement aux distances, fait paraître cette concavité beaucoup plus prononcée qu'elle ne l'est réellement; mais l'adoption d'une autre échelle ne ferait que réduire la courbure, sans en changer le sens.

Une coupe générale du sol belge (fig. 6), entre Ostende et l'Eifel, accentuerait plus clairement encore la concavité du profil des versants maritimes.

Considérons maintenant une coupe de l'Asie suivant un méridien (fig. 7). Une concavité très accentuée relie le cours du Gange à la crête de l'Himalaya. C'est aussi par une courbe concave que de ces sommets on va rejoindre Lhassa et que de là on remonte à la chaîne qui domine le Tengri-Nor. De l'Altyn-Tagh, arête terminale du plateau tibétain, au Lob-Nor, la chute est si brusque qu'il est à peine possible de parler d'une cour-

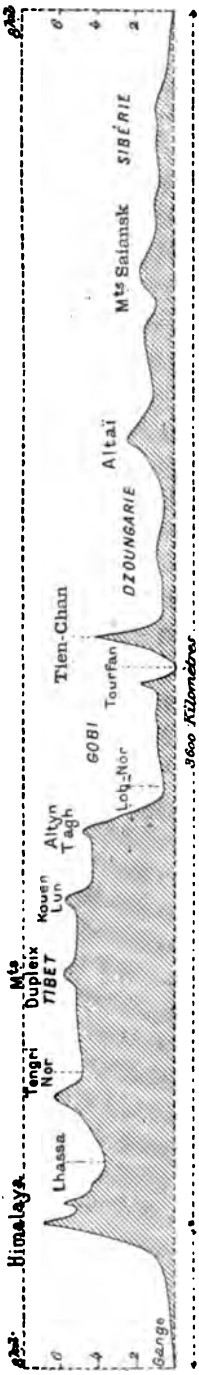

Fig. 7. — Coupe de l'Asie, suivant le méridien du Lob-Nor et de Tourfan (hauteurs exagérées 50 fois).

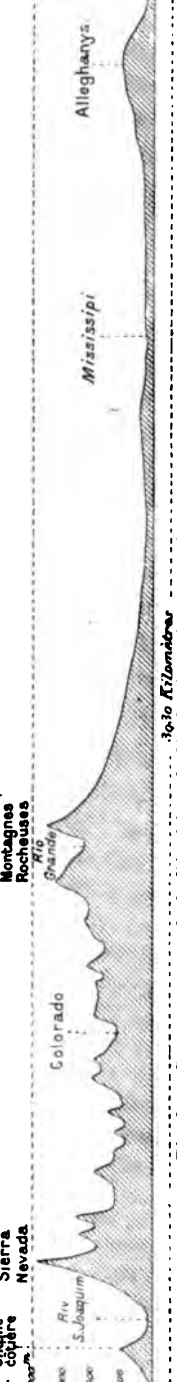

Fig. 8. — Coupe transversale de l'Amérique du Nord suivant le 37° parallèle (hauteurs exagérées environ 75 fois).

bure pour le versant; et la remontée depuis la dépression de Liouktchoun et de Tourfan (laquelle s'abaisse à environ 100 mètres au-dessous du niveau de la mer) jusqu'au Tien-Chan, n'est pas moins raide. Mais au delà de la Dzoungarie, l'allure du profil redevient normale, et c'est par une concavité indiscutable, décrochée en dents de scie à la rencontre des monts Sayan ou Saïansk, que s'opère la descente d'ensemble de l'Altaï aux plaines sibériennes.

Une courbe du même genre représente (fig. 8) le passage du bassin du Mississipi aux Montagnes Rocheuses, sous le 37e parallèle, comme aussi la descente de ces montagnes aux territoires de l'ouest; puis, après un peu d'indécision du profil au voisinage de la région des déserts, la concavité se reconstitue en double, pour la descente au Pacifique, d'abord sur le flanc ouest de la Sierra Nevada, puis sur celui de la chaîne côtière. C'est aussi par des courbes concaves que les Appalaches ou Alleghanys font face au Mississipi d'un côté, à l'Atlantique de l'autre.

La loi que nous venons de reconnaître ne se vérifie pas seule-

Fig. 9. — Profil transversal de la Corse.

ment lorsqu'on embrasse à la fois de grandes étendues continentales. Un profil en travers de la Corse, entre Ajaccio et Bastia (fig. 9), en fournit encore la confirmation. D'une manière générale, si l'on consulte les nombreuses coupes du globe terrestre, suivant les parallèles de latitude, qui ont été dressées par M. Heiderich, on s'assure que partout les pentes d'ensemble des grands versants ont un profil concave vers le ciel. La concavité est d'autant mieux accusée que les versants sont plus franchement maritimes, et les seules dérogations à la règle, d'ailleurs peu nombreuses, se produisent au voisinage des dépressions intérieures, toutes occupées par des déserts.

Signification des particularités du profil. — Or on sait (et nous le reverrons plus tard avec les développements voulus) que la courbe concave est essentiellement celle qui convient à l'équilibre des eaux courantes. On peut donc dire que la surface des continents porte partout, profondément gravée, l'*empreinte du travail de l'érosion*. Cette empreinte ne fait défaut que là où justement, en raison du climat, l'action des eaux courantes est demeurée

rudimentaire; et d'ailleurs l'allure particulière de ces bassins déprimés laisse le plus souvent deviner une *structure d'effondrement*, essentiellement différente de celle qui caractérise les massifs de haut relief.

En disant que le profil des déclivités terrestres est concave, nous n'avons en vue, bien entendu, que la courbe d'ensemble des grands versants. Dans une vallée particulière, il arrivera souvent que la résistance offerte par une roche dure la laissera en saillie, parfois même en surplomb, au milieu de pentes adoucies, correspondant à l'affleurement de terrains plus meubles. Mais ces détails ne s'observent que sur les profils élémentaires, et ils disparaissent complètement dans les coupes générales qui embrassent une grande étendue de pays.

Profil du fond des mers. — En appliquant au fond des mers le même mode d'investigation, nous allons trouver des résultats sensiblement différents [1].

Prenons comme premier exemple (fig. 10) une coupe de la mer

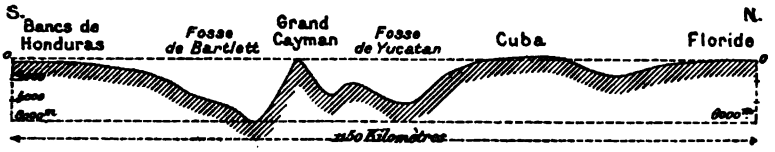

Fig. 10. — Coupe de la mer des Antilles, entre les bancs de Honduras et la Floride.

des Antilles, entre les bancs de Honduras et la Floride. Trois particularités doivent surtout nous frapper. C'est d'abord la grande étendue de la bande sans profondeur qui prolonge partout le rivage; puis la *convexité* très progressive du profil à partir de cette limite; enfin le ressaut très sensible qui se produit, vers 2500 mètres, sur le versant méridional de la fosse de Bartlett, et à partir duquel on atteint les fonds de 6000 mètres par une seconde pente *convexe vers la mer*.

La faible pente du rivage pourrait à la rigueur être interprétée comme un effet de l'érosion marine, efficace jusqu'à une profondeur de 100 ou 200 mètres, et qui, en mangeant peu à peu la côte, aurait créé à la longue une plate-forme très peu inclinée. On a aussi le droit d'admettre qu'une partie du bombement littoral est constituée par des sédiments, résultat de la destruction progressive de la terre ferme. Mais ces sédiments, tombant sur un versant qui

1. Nous avons fait grand usage pour cette étude des cartes contenues dans la section « Hydrographie » de l'Atlas physique de Berghaus, édition de 1891.

eût été primitivement concave, auraient tout au plus rectifié sa pente, sans pouvoir former un talus bombé. Il semble donc impossible d'échapper à cette conclusion qu'ici l'allure du profil, aussi bien dans sa partie haute que dans la plus basse, doit résulter d'une cause interne, qui aurait déformé l'écorce en la *bosselant*.

L'intensité avec laquelle cette cause aurait agi est sans doute exagérée dans notre coupe, où l'échelle des hauteurs est beaucoup plus forte que celle des longueurs. Mais comme il en a été de même pour les coupes continentales, la comparaison que nous cherchons à établir entre les deux domaines n'en est pas troublée.

Dans une autre coupe de la même mer, passant par l'îlot du Grand Cayman et la partie la plus déprimée de la fosse de Bart-

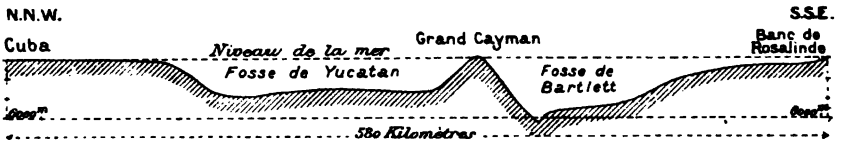

Fig. 11. — Coupe de la mer des Antilles entre Cuba et le banc de Rosalinde.

lett (fig. 11), on retrouve la plate-forme et la convexité littorale en avant de Cuba, une notable exagération de la profondeur au sud de l'îlot, avec brusque remontée convexe du côté opposé, enfin, dans l'ascension vers le banc de Rosalinde, une convexité remarquable qui se prononce par 2000 mètres d'eau, ce qui empêche absolument d'y chercher l'effet d'une cause extérieure.

Un intérêt particulier s'attache à une coupe en travers de la

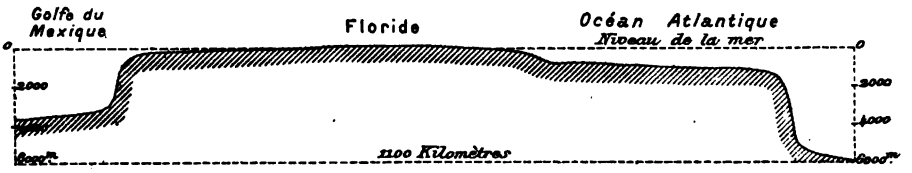

Fig. 12. — Coupe à travers la Floride (hauteurs exagérées 25 fois).

Floride (fig. 12), dressée à l'aide des documents de haute précision qu'a recueillis le *Coastal Survey* des États-Unis. Rien n'est plus remarquable que l'expansion sous-marine du plateau floridien, surtout à l'ouest, de même que les convexités qui le raccordent aux talus si brusques par lesquels se limitent les parties abyssales du Golfe du Mexique et de l'Atlantique. Nulle part on ne voit mieux s'accuser le *socle* sous-marin qui porte la plupart des continents et

semble former un véritable appendice immergé de la terre ferme.

Les mêmes circonstances se retrouvent sur les coupes perpendiculaires au littoral atlantique des États-Unis (fig. 13), et surtout

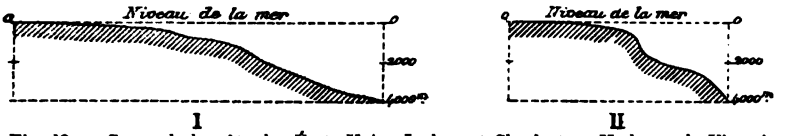

Fig. 13. — Coupe de la côte des États-Unis : I, devant Charleston; II, devant la Virginie (hauteurs exagérées 25 fois).

sur celle de la côte de Virginie (II), avec sa double convexité si nettement dessinée en avant des abîmes de l'océan.

Il serait facile de multiplier ces exemples. Nous citerons, entre autres, la coupe de l'Atlantique nord, entre Valentia et Disco

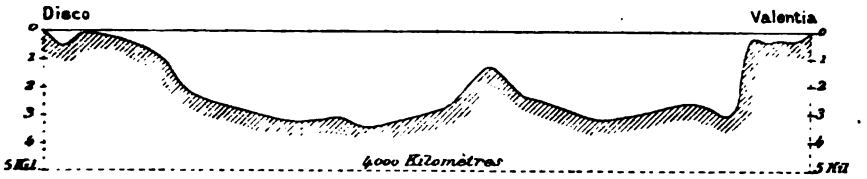

Fig. 14. — Coupe de l'Atlantique nord (d'après la campagne du *Valorous* en 1875).

(fig. 14); celle de l'Atlantique méridional au nord des îles Malouines

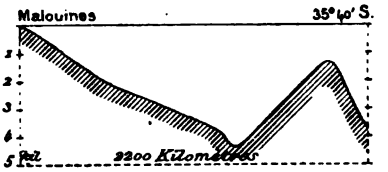

Fig. 15. — Coupe de l'Atlantique sud (campagne du *Challenger*).

(fig. 15); le profil de l'Océan Indien entre le Cap de Bonne Espé-

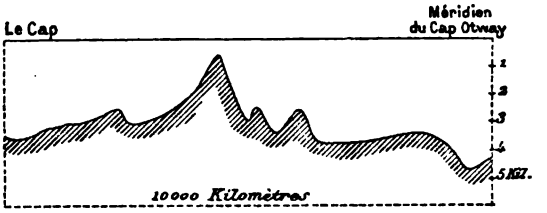

Fig. 16. — Coupe de la partie méridionale de l'Océan Indien (campagne du *Challenger*).

rance [1] et le promontoire australien d'Otway (fig. 16); enfin la

1. On doit tenir compte, pour apprécier la valeur des inégalités de cette figure, empruntée à Berghaus, de ce que les hauteurs y ont été beaucoup plus exagérées que dans les autres.

coupe du Pacifique suivant l'équateur à partir de Sumatra (fig. 17),

Fig. 17. — Coupe suivant l'Équateur entre l'Océan Indien et le Pacifique (d'après M. Heiderich). Longueurs au $\frac{1}{80\,000\,000}$; hauteurs au $\frac{1}{800\,000}$.

avec les deux croupes convexes qui en occupent la partie orientale.

Socle continental. Convexités. Ombilics. — Presque toutes les coupes que nous venons de passer en revue offrent certains caractères communs : d'abord elles accusent, le long des continents, une plate-forme faiblement immergée, véritable *socle continental* sous-marin, raccordé par une courbe *convexe* avec un versant qui s'enfonce brusquement. Ce socle est très plat, et les sondages n'y accusent que d'insignifiantes dénivellations, de telle sorte que la zone de 0 à 200 mètres de profondeur joue, relativement aux mers, exactement le même rôle que la zone continentale d'altitude inférieure à 200 mètres. Toutes deux ensemble constituent la partie la mieux aplanie de l'écorce terrestre[1]. En outre, les fosses maritimes se terminent souvent par une sorte d'*ombilic*, correspondant à une rapide et toute locale aggravation de la pente, et raccordé, lui aussi, au fond moins incliné par une courbe *convexe*.

Pour la première de ces particularités, celle du socle continental, il importe de dire qu'elle ne se produirait pas partout. On n'en trouverait aucun exemple sur les côtes occidentales de l'Amérique, et très peu sur la rive asiatique du Pacifique, de même qu'autour de l'Afrique. Par contre, la fréquente convexité des profils est un fait général, et les ombilics apparaissent dans presque toutes les fosses abyssales. Or la convexité semble bien accuser une déformation produite par une cause interne, qui a déterminé un *bosselement* de l'écorce. Quant aux ombilics, leur structure fait naître tout naturellement l'idée d'un *effondrement*. Pour justifier cette dernière conclusion, on peut, ce nous semble, invoquer l'exemple de la Mer Morte.

Depuis 30° 30′ de latitude jusqu'à 33°, c'est-à-dire sur plus de 275 kilomètres, le long fossé, sur lequel s'échelonnent la vallée du Jourdain, le lac de Tibériade et la Mer Morte, laisse voir à découvert des terrains déprimés au-dessous du niveau de la mer.

1. Penck, *Morphologie*, II, p. 613.

La dépression est telle que la surface du lac Asphaltite est à *394 mètres au-dessous de la cote zéro*; et c'est encore à 399 mètres plus bas qu'il en faut aller chercher le fond. Rien n'est plus typique en fait d'effondrement. Or la coupe en travers (fig. 18) montre que le versant oriental est nettement convexe, et si, tenant compte du démantèlement que l'érosion a dû produire, on restitue la pente d'ensemble du versant occidental, entre le fond du lac et Jérusalem, c'est aussi une courbe convexe qu'on obtient. L'effet serait d'ailleurs beaucoup plus sensible si, pour cette coupe, les hauteurs avaient été exagérées dans la même mesure que pour les autres. Au contraire, de Jérusalem à la Méditerranée, la courbe est bien concave et parfaitement conforme au type normal des déclivités aboutissant à la mer.

En résumé, la fréquence des courbes convexes et celle des ombilics de brusque effondrement apparaissent comme les carac-

Fig. 18. — Coupe de l'ouest à l'est entre la Méditerranée et la Mer Morte.

téristiques du profil de l'écorce sous la mer. Toutefois ces particularités n'empêchent pas, comme nous l'avons dit précédemment, que la succession des saillies et des dépressions sous-marines ne soit, d'une façon générale, semblable à ce que laissent voir les continents. Une telle similitude plaide en faveur de l'identité des causes profondes auxquelles doit être attribuée la déformation de l'écorce, et qui paraissent s'être manifestées à la fois par la production de bourrelets et par celle d'ombilics. Tandis que les marques de ces déformations se sont conservées sous la mer, parce que leurs effets n'y ont pas été ultérieurement masqués par ceux de l'érosion, leur trace a été superficiellement effacée, dans le domaine de la terre ferme, par des actions extérieures, lesquelles ont fait prévaloir cette concavité que nous avons partout remarquée dans les profils.

A la vérité, les mers étant le siège d'un phénomène de sédimentation, inverse de celui de l'érosion, et qui a pour effet de combler les inégalités existantes, on pourrait se demander si la différence des profils n'est pas exclusivement due à cette cause. Mais il suffira de faire observer que, d'après les récentes explorations sous-

marines, la sédimentation mécanique ne s'opère que le long des côtes, à une distance rarement supérieure à 250 ou 300 kilomètres. Elle ne couvre donc que le cinquième ou le quart au plus de la superficie maritime; et dès lors il semble impossible de lui attribuer un phénomène aussi général que celui de la convexité des rides immergées.

Courbe hypsographique de l'écorce terrestre. — Toutefois, comme on pourrait se demander si une certaine complaisance n'a pas présidé au choix des divers exemples que nous venons d'invoquer, il importe de chercher à corroborer leur témoignage par quelque résultat d'ensemble, qui représente avec fidélité l'allure moyenne du relief terrestre.

Grâce aux progrès de l'exploration du globe, accomplis dans ces dernières années, on a pu entreprendre, non seulement l'évaluation assez approchée du volume des continents et de celui des mers, mais la répartition des altitudes et des profondeurs en zones d'égal relief moyen. Voici la répartition des zones hypsométriques, telle qu'elle est aujourd'hui donnée par M. Penck [1], à la suite de diverses tentatives faites dans ce sens par divers auteurs, notamment par M. John Murray :

ZONES	PROPORTION pour 100 de la surface continentale.	ZONES	PROPORTION pour 100 de la surface continentale.
Surfaces déprimées au-dessous du niveau de la mer.	0,6	Report.....	95,9
Zone de 0 à + 200 mèt.	29,2	Zone de + 3000 à + 4000 mèt.	2,1
Zone de + 200 à + 500 mèt.	27,1	Zone de + 4000 à + 5000 mèt.	1,5
Zone de + 500 à + 1000 mèt.	19,0	Zone de + 5000 à + et au-des.	0,5
Zone de + 1000 à + 2000 mèt.	16,4		
Zone de + 2000 à + 3000 mèt.	3,6		
	95,9		100,0

De ces chiffres, M. Penck a déduit, pour la terre ferme, une altitude moyenne de 735 mètres [2].

On remarquera que la zone qui occupe le plus de surface est celle de moins de 200 mètres d'altitude. Elle représente près du tiers de la terre ferme.

1. *Morphologie der Erdoberfläche*, I, p. 143. — 2. D'une nouvelle discussion très approfondie des données existantes, M. Hermann Wagner (*Beitræge zur Geophysik*, II, p. 668) conclut que le chiffre de 700 mètres est plus voisin de la réalité.

Quant aux mers, voici le tableau qui exprime l'importance relative des zones bathymétriques.

ZONES	PROPORTION pour 100 de la surface maritime.	ZONES	PROPORTION pour 100 de la surface maritime.
De 0 à — 200 mèt.	7,1	Report	47,1
De — 200 à — 500 mèt.	2,2	De — 4000 à — 5000 mèt.	33,0
De — 500 à — 1000 mèt.	2,6	De — 5000 à — 6000 mèt.	17,1
De — 1000 à — 2000 mèt.	4,8	De — 6000 à — 7000 mèt.	2,1
De — 2000 à — 3000 mèt.	9,6	au-dessus de 7000 mèt.	0,7
De — 3000 à — 4000 mèt.	20,8		
	47,1		100,0

La moyenne de profondeur de la masse océanique serait de 3650 mètres[1].

Ces résultats peuvent être mis sous une forme graphique, propre à les rendre plus saisissants. Si, sur une ligne horizontale,

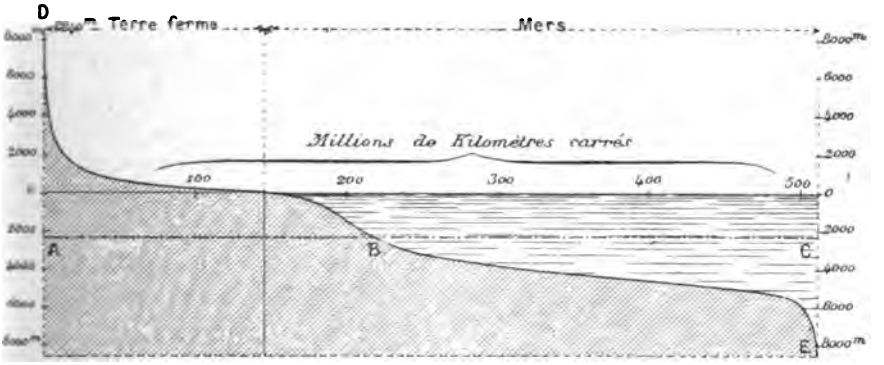

Fig. 19. — Courbe hypsographique de l'écorce terrestre.

on porte des longueurs respectivement proportionnelles aux surfaces occupées par les diverses zones, et qu'à l'extrémité de chaque division on construise, dans le sens voulu, une ordonnée proportionnelle, soit à l'altitude, soit à la profondeur, on obtient la *courbe hypsographique* (fig. 19) de l'écorce terrestre.

C'est un fait très intéressant de voir cette courbe reproduire justement les particularités que nous ont offertes les profils réels

1. M. H. Wagner a récemment admis 3500 mètres; mais dans l'hypothèse où la mer arctique n'aurait que 300 mètres. Or les profondeurs constatées par le *Fram* suffisent à relever de près de 50 mètres la moyenne générale des mers.

des continents et des mers. En effet, nettement concave vers l'extérieur dans toute sa partie continentale, elle commence par plonger très doucement sous l'océan, dessinant le socle de la terre ferme, puis forme une concavité remarquable, entre le niveau de la mer et 1000 mètres de profondeur, pour se terminer, au delà de 6000 mètres, par une chute brusque à profil convexe, exactement semblable à celle qui précède les fosses abyssales des divers océans.

La première convexité peut être, en partie au moins, plus apparente que réelle; car tout ce que l'érosion a enlevé à la terre ferme, et qu'exprime si bien la concavité du profil de cette dernière, a dû venir se déposer dans la mer. Les sédiments actuels formant, autour des côtes (dont on évalue la longueur à 260 000 kilomètres), un ruban de 250 à 300 kilomètres de largeur[1], ce qui fait une surface couverte de 65 à 80 millions de kilomètres carrés, tout cet apport profite justement au premier fragment de l'écorce sous-marine, dont il exagère la saillie originelle. Mais, ainsi que nous avons déjà eu l'occasion de le faire remarquer, cela n'explique pas la convexité du profil, qui doit tenir cette allure d'une cause interne, dont l'effet, commun à la terre ferme et à la mer, serait atténué ou même détruit sur la première par l'érosion.

Quant à l'abîme qui s'ouvre pour la représentation des profondeurs supérieures à 6 kilomètres, il semble apporter un argument sérieux en faveur de la structure d'effondrement des ombilics marins.

Une ligne ABC, peu éloignée de la ligne bathymétrique de 2500 mètres, sépare deux surfaces égales, correspondant à deux volumes égaux, l'une ABD, appartenant à l'écorce solide, l'autre BCE, qui comprend les parties abyssales de la mer. Cette ligne ABC a été appelée par M. Romieu *niveau d'équidéformation*. Le même auteur a cherché a établir que la masse entière des océans faisait à peu près équilibre, comme poids, à la partie ABD de l'écorce située au-dessus du niveau en question.

M. Penck distingue trois régions dans la courbe hypsographique : le *plateau continental*, qui va des plus hautes altitudes à 200 mètres de profondeur; la *région abyssale*, à peu près comprise entre B et E.; enfin, entre les deux, la *région actique*, c'est-à-dire le versant raide du bloc continental.

Particularités régionales. Europe. Atlantique. — L'examen

1. C'est le résultat des observations faites par M. John Murray durant les campagnes du *Challenger*

des chiffres[1] relatifs, non plus à l'ensemble de la terre ferme ou des mers, mais aux diverses unités continentales ou maritimes, met encore en évidence plusieurs faits de grand intérêt.

C'est ainsi qu'en Europe, la zone comprise entre 0 et 200 mètres d'altitude forme près de 57 0/0 de la superficie totale. C'est le double, à peu de chose près, de la proportion qui prévaut pour l'ensemble de la terre ferme. 83 centièmes de ce même continent sont situés à moins de 500 mètres d'altitude; et comme l'Europe ne renferme pas de parties privées d'écoulement, que par conséquent l'érosion seule y est responsable de l'aplanissement des régions basses, on en peut inférer que c'est sur ce continent que l'action des eaux courantes doit avoir été le moins contrariée par des mouvements récents de l'écorce. A cet égard, il convient aussi de remarquer que le régime hydrographique de l'Europe, au moins pour les deux tiers de sa superficie, est aussi régulier et tranquille que nettement défini.

Nous avons vu que 7 centièmes de la surface des océans appartenaient à la zone comprise entre 0 et 200 mètres de profondeur. Or, pour l'Atlantique seul, la proportion atteint 11,5 0/0, et la zone de 200 à 500 y occupe 3,9 0/0, chiffre presque double de celui qui convient à l'ensemble des mers. Nous y voyons un nouveau motif de considérer l'Atlantique comme une unité océanique très différente des autres. D'ailleurs le principal excédent se produit, sous ce rapport, d'un côté dans l'Atlantique nord, au large du canal de Bristol comme devant Terre-Neuve et New-York, de l'autre le long de l'Amérique du Sud, entre la Plata et la Terre de Feu. Aussi peut-il sembler légitime de regarder ces parages maritimes comme une sorte d'appendice immergé de la terre ferme, tout particulièrement dépourvu de la structure caractéristique des vrais fonds océaniques.

Afrique, Australie. — L'Afrique est celui de tous les continents où la zone de 0 à 200 mètres occupe le moins de surface (15,3 0/0 au lieu de la moyenne générale 29,2). Encore ce chiffre est-il obtenu en tenant compte du Sahara, sans lequel la proportion deviendrait beaucoup moins forte. C'est aussi en Afrique que la bordure, immergée sous moins de 200 mètres d'eau, est le plus mince, au point qu'il est presque impossible de la figurer sur un planisphère à l'échelle ordinaire des atlas. Ces faits, rapprochés de la structure si spéciale du continent africain, qui forme un

1. Nous continuons à prendre pour base les tableaux de M. Penck (*Morphologie der Erdoberfläche*, I, p. 143).

immense plateau, sans orographie ni hydrographie définies, introduisent, entre ce continent et les autres, un contraste remarquable, dont l'explication ne pourra se trouver que dans le passé géologique de la région.

Ce contraste est bien mis en évidence par l'allure de la courbe hypsographique de l'Afrique, laquelle, ainsi du reste que celle de l'Australie, commence (fig. 20) par une *convexité* assez accentuée, qui ne s'atténue qu'au delà de 200 mètres d'altitude. C'est le contraire de ce qui a lieu pour l'ensemble de la terre ferme, et ces deux continents sont les seuls à offrir cette particularité. Tout concourt, y compris l'allure indécise des cours d'eau, à accréditer la pensée que le travail normal de l'érosion, si bien accusé en Europe par l'aplanissement habituel des régions voisines des rivages, a dû être contre-balancé, après son accomplissement presque définitif, par quelque élévation en bloc de ces continents méridionaux. Et les effondrements linéaires où sont logés les grands lacs africains pourraient apparaître comme une conséquence de ce mouvement tardif.

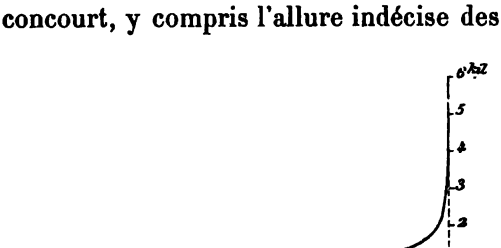

Fig. 20. — Courbes hypsographiques de l'Afrique et de l'Australie (d'après M. Penck).

En résumé, le profil général des continents fait ressortir deux types distincts : l'un, le plus répandu, où l'aplatissement progressif de la courbe hypsographique, qui finit par se confondre avec le niveau de la mer, accuse la prépondérance de l'érosion; l'autre où semblent se trahir des mouvements d'ensemble, dont le travail des eaux courantes n'aurait pas encore eu le temps d'atténuer l'effet.

Dyssymétrie des lignes de relief. — Après avoir déduit, de la forme des grands versants, toutes les conséquences qu'elle nous semblait comporter, il y a lieu de rechercher si la comparaison des différents profils ne ferait pas ressortir quelque disposition générale, accusant une loi pour le relief de l'écorce terrestre.

Retournant à la figure 5, qui donne la coupe transversale du Jura et des Alpes, on voit du premier coup que le versant occidental est beaucoup moins raide que le versant oriental. Autant la montée est progressive du Doubs à la crête du Jura, autant la descente est brusque de cette crête au lac de Neuchâtel. Enfin de ce lac à la

cime du massif du Mont-Rose, la pente n'est guère que la moitié de celle du versant piémontais.

Une coupe transversale des Pyrénées (fig. 21) révèle un rapport analogue. D'une part, la pente nord de la chaîne se montre sensiblement plus raide que le versant sud, comme on le voit à la descente du Turbon vers l'Isabena, ainsi qu'à celle de la Maladetta vers la Garonne. De l'autre, la pente d'ensemble, de l'Esera à la Maladetta, est bien moindre que celle qui prévaut entre la Maladetta et les plaines de la Garonne. Encore cette dernière différence serait-elle plus sensible si, entre les deux traversées de la Garonne, le profil de la figure 21 n'était pas obligé de recouper un contrefort des Pyrénées orientales, lesquelles forment comme une seconde chaîne en avant de la première.

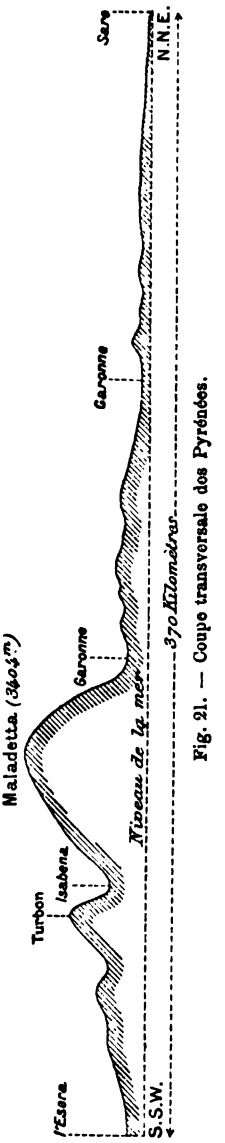

Fig. 21. — Coupe transversale des Pyrénées.

Les Monts Scandinaves, deux fois plus inclinés à l'ouest que du côté opposé; les Andes, qui tombent si brusquement vers le Pacifique; le Caucase, sensiblement plus raide au sud qu'au nord; Madagascar, où les principales hauteurs se maintiennent exclusivement sur la moitié orientale de l'île; la Nouvelle-Guinée, où le relief se porte tout entier au nord; Sumatra, où il se concentre sur le bord sud-ouest; la Nouvelle-Zélande, avec sa crête pressée sur la rive qui regarde l'Australie; l'Amérique boréale, avec ses hauts reliefs accumulés contre le Pacifique; la Cordillère bétique, si raide du côté méditerranéen, offrent en surabondance des preuves de la généralité de cette disposition. Rien n'est plus rare qu'une chaîne dont les deux déclivités auraient la même pente, et ainsi l'on peut dire que la loi fondamentale du relief terrestre paraît être la *dyssymétrie des versants*.

Il en est de même pour la partie immergée du relief. Les figures 10 et 11 montrent combien est peu symétrique le profil en travers des fosses de Bartlett et de Yucatan, et la même inégalité des versants se remarque sur les pentes du fond de l'Atlantique (fig. 14, 15) et de l'Océan Indien (fig. 16). La fosse

des Kouriles, si raide du côté asiatique, accuse la même dyssymétrie.

Profil combiné des rides continentales et des fosses océaniques. — Mais pour mettre celle-ci dans tout son jour, il convient de rapprocher le relief continental de celui de l'écorce immergée, au lieu de les considérer chacun de leur côté. Nulle région du globe ne se prête mieux, par sa simplicité, à cette comparaison, que le littoral de l'Amérique du Sud.

Par exemple, la coupe (fig. 22) prise par 20° de lat. S., et embrassant 3000 kilomètres, permet de constater combien est progressive la descente des fonds du Pacifique, depuis 4500 mètres jusqu'à 6000 au-dessous du niveau de la mer. Alors s'ouvre brusquement, devant Iquique, une fosse étroite, d'ailleurs très localisée en latitude, véritable ombilic qui descend au moins jusqu'à 6500 mètres, et à partir duquel le fond se relève vers l'est avec

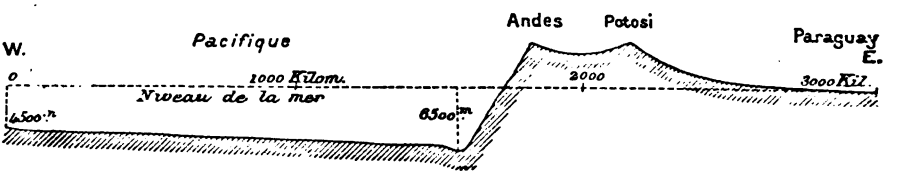

Fig. 22. — Coupe de l'ouest à l'est, à travers l'Amérique du Sud, suivant le parallèle de 20° sud.

une rapidité extraordinaire. A ce versant maritime fait suite, sans aucune interruption, la montée de la Cordillère, et c'est à peine si, à cette échelle, on y peut constater un semblant de concavité externe. La crête se trouve à 5000 mètres, soit à *onze mille cinq cents mètres* plus haut que le fond de la fosse sous-marine. Puis, après le bassin déprimé des marais salés, il faut remonter encore à 5000 mètres devant Potosi, pour descendre ensuite, mais cette fois par une concavité bien ménagée, jusqu'au Paraguay.

Restituons, par la pensée, tout ce que l'érosion a dû enlever sur le versant oriental, et nous verrons alors deux surfaces presque planes, très progressivement inclinées dans le même sens, l'une continentale, l'autre sous-marine, marcher toutes deux à la rencontre de la brusque déclivité des Andes, se composant avec elle en un gigantesque zigzag, dont l'angle rentrant est occupé par la mer, tandis que l'angle saillant dessine l'arête culminante de la terre ferme.

Si, au lieu d'Iquique, on avait choisi, pour faire passer la coupe, le parallèle de Taltal, entre 25° et 26° de latitude, l'amplitude du rejet eût été encore plus grande; car le fond de la fosse de Taltal est à 7626 mètres, la crête de la Cordillère demeurant à environ 5000, soit au moins *douze mille six cents mètres* de différence ver-

ticale. Seulement, dans ce cas, la montée des Andes serait moins raide que précédemment, et ferait moins exactement suite au versant immergé. Mais l'allure du profil général resterait la même. En plus d'un point de la côte chilienne, la déclivité du talus sous-marin atteint 5 degrés, soit près de 9 p. 100.

Une coupe menée de l'ouest à l'est, à travers la colonie de Victoria en Australie (fig. 23), fait ressortir, quoique sur des pro-

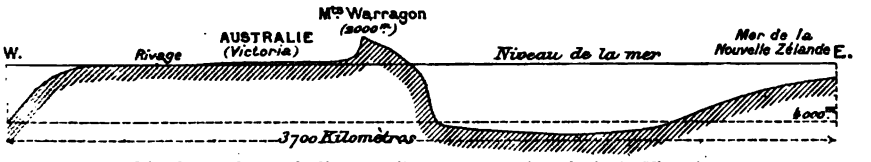

Fig. 23. — Coupe de l'ouest à l'est, à travers la colonie de Victoria.

portions moindres, une disposition semblable, et il serait aisé de multiplier les exemples qui en accentueraient la généralité. Nous n'en ajouterons qu'un seul, reconnu il y a peu d'années, lors des sondages de l'*Egeria* et du *Penguin*. Au nord de la Nouvelle-Zélande, entre les îles Fidji et les îles Tonga (ou des Amis), on voit le fond de la mer se relever, à partir de 4744 mètres de pro-

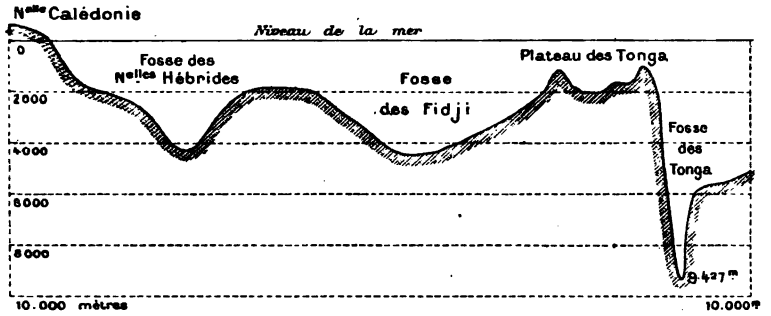

Fig. 24. — Coupe du Pacifique méridional, entre la Nouvelle Calédonie et la Fosse des Tonga.

fondeur, jusqu'à un plateau sous-marin (fig. 24), dont le sommet est à moins de 1000 mètres de la surface; puis brusquement le fond tombe en certains points à 9427 mètres, pour se relever, par une courbe convexe, jusqu'à un peu plus de 5000. Ici encore la dyssymétrie est remarquable.

En résumé, on peut dire que l'écorce terrestre paraît s'être comportée comme si ses inégalités résultaient d'une poussée latérale, qui l'aurait contrainte à diminuer son ampleur par la formation d'un double pli; que ce dernier se soit réellement produit, ou qu'à sa place se soit ouverte une cassure, le long de laquelle l'un des compartiments se serait abaissé, tandis que l'autre se relevait.

TROISIÈME LEÇON

CONDITIONS GÉNÉRALES DU MODELÉ TERRESTRE

Rôle des phénomènes extérieurs. — Il nous a semblé nécessaire d'établir dès le début, par l'analyse des grands traits de l'écorce solide, l'existence d'un dessin général profondément marqué dans toutes les parties du globe, et suffisant à lui seul pour attester la puissance des causes internes qui ont provoqué la déformation du sphéroïde terrestre.

Cette notion était indispensable, pour prévenir l'erreur où l'on aurait pu tomber, d'attribuer une importance prépondérante aux phénomènes extérieurs dont nous sommes chaque jour témoins, et qui, en additionnant leurs effets à travers les siècles, ont souvent produit des résultats bien propres à encourager cette illusion. L'homme qui voit s'ébouler sous ses yeux d'énormes quartiers de falaises, que la mer emploiera seulement quelques années à débiter; celui qui chemine au fond de gorges escarpées, que le seul travail de l'érosion a creusées sur plus de mille mètres à partir de la surface; le géologue même qui constate avec certitude la disparition totale, sur certains territoires, d'anciennes chaînes de montagnes, dont les débris ont formé de nouveaux sédiments; ou qui retrouve, sur des millions de kilomètres carrés, le dépôt erratique abandonné par les anciens glaciers; tous ceux-là, disons-nous, sont à la rigueur excusables de croire qu'un tel ordre de puissances suffise à tout expliquer. Voilà pourquoi nous avons jugé à propos, non seulement de regarder de loin les traits de la géographie, en embrassant, avec le secours de cartes bien faites, ces ensembles que nos yeux ne peuvent pas contempler directement, mais encore d'interroger les profondeurs des mers, afin d'y observer, revêtues de leur fraîcheur originelle, des formes caractéristiques, dans un

milieu où l'attaque des agents extérieurs a été impuissante à se faire sentir.

Sans doute il eût été loisible d'admettre l'existence de ces données, comme un des résultats fondamentaux de la science géologique. Mais la démonstration n'en a que plus de force, si elle peut être obtenue à l'aide des seules méthodes de la géographie, sans que la connaissance préalable du but à atteindre intervienne autrement que pour éclairer d'une lumière générale le chemin suivi par l'observateur. C'est ce que nous avons essayé de faire, et si, comme nous l'espérons, la tentative n'a pas été vaine, nous pouvons maintenant sans danger nous attacher à la considération de détails extérieurs, dont la grande importance ne saurait être méconnue; car après tout ils constituent à eux seuls la presque totalité des formes immédiatement visibles; et leur ampleur est telle, en face de nos dimensions propres, que pour savoir les réduire à leur juste valeur, il fallait tout un travail d'abstraction en même temps que de synthèse, appliqué à un ensemble de documents qui vient à peine de recevoir, des plus récentes explorations géograghiques, l'étendue et la précision désirables.

Notion du modelé. — Ainsi nous admettons comme bien établi que l'écorce terrestre a des formes propres, qu'on peut appeler *structurales* [1], résultant, soit de la genèse même de l'écorce, soit des actions dynamiques par lesquelles cette croûte a été disloquée. Nous constatons de plus que ces formes, respectées en général dans le domaine océanique, ont subi sur la terre ferme des modifications qui leur ont imprimé un *modelé* spécial. Ce modelé se caractérise, en plan, par la complication des lignes hypsométriques, et, dans les coupes verticales, par la concavité des courbes qui représentent les pentes d'ensemble des grands versants, ainsi que par le contour déchiqueté des profils.

Ces divers ordres de modifications révèlent un même phénomène universel; c'est l'*ablation* ou *érosion* de la terre ferme, c'est-à-dire sa destruction progressive sous des influences purement externes. Préciser le caractère de cette ablation, en définir la mesure et le terme final, montrer comment elle peut être influencée par les structures préexistantes ou les mouvements ultérieurs, telle est la tâche qui s'impose à nous. Du succès de cette recherche dépend la solution d'un grand nombre de problèmes géographiques.

1. C'est dans *les Formes du terrain* que MM. de la Noë et de Margerie ont introduit l'expression de *surface structurale*, pour désigner l'état de choses, acquis au moment où l'érosion entre en jeu.

Agents du modelé. — Le principe des changements de forme, que les forces extérieures font subir à la terre ferme, réside dans la *pesanteur*, qui agit sur tous les matériaux du globe, et tend à les amener dans une meilleure situation d'équilibre. Tout élément qui fait saillie est, par cela même, sollicité à descendre, jusqu'à ce qu'il soit parvenu dans une situation telle, qu'aucun déplacement nouveau ne puisse plus le rapprocher du centre commun d'attraction. Et cet équilibre une fois acquis persistera aussi longtemps que les forces internes ne provoqueront pas de déformation dans l'écorce.

Mais la manifestation de la pesanteur est paralysée par la cohésion habituelle des matériaux de la terre ferme. Pour que la puissance mécanique de la gravité soit mise en jeu, il faut que la cohésion disparaisse, c'est-à-dire que les matériaux deviennent *meubles*. A supposer que cette condition soit remplie, il reste une limite au mouvement provoqué par la pesanteur, le frottement mutuel des particules rendant leur descente impossible au delà d'un certain degré de pente. Alors intervient un agent de transport d'une rare efficacité, c'est l'*eau courante*. La pluie qui ruisselle entraîne les fragments désagrégés de l'écorce, et, par les cours d'eau, les conduit de proche en proche, soit au grand réservoir de l'océan, sur le lit duquel ils se déposent, soit, s'il s'agit de dépressions continentales, dans des lacs qui en occupent le fond. La mer, de son côté, poussée par le vent et la marée, attaque ses rivages, et en mêle les débris à ceux que les fleuves lui apportent. Ainsi peu à peu la terre ferme se dégrade et voit diminuer son relief en même temps que son étendue.

Nous avons dit que la condition essentielle du transport était la désagrégation des roches de l'écorce. Pour quelques-unes, qui sont restées meubles, comme les sables, le défaut de cohésion résulte des conditions originelles du dépôt. D'autres sont naturellement divisées en blocs, soit par des lits de stratification, soit par des fentes de retrait, soit par des fissures en rapport avec les dislocations antérieurement infligées à la croûte terrestre. Mais si cette division préalable peut déterminer l'écroulement progressif d'une côte exposée à l'assaut des vagues, celui d'un escarpement miné par un torrent, ou la chute de blocs entraînés par des avalanches de neige, elle n'a d'efficacité que dans des conditions très limitées, et sur la plus grande partie de la surface continentale, il lui serait impossible, à elle seule, d'amener les matériaux solides à un état qui les rendît transportables par l'eau courante. Heureusement les

influences météoriques, c'est-à-dire les alternatives du chaud et du froid, de la sécheresse et de l'humidité, de la gelée et du dégel, parfois aussi l'action des végétaux et celle des animaux inférieurs, ont bientôt fait de débiter les roches, même les plus dures, en menus fragments. Il n'y a pas de limite à cet émiettement. Même, pour peu que le climat s'y prête, il en peut résulter une altération et un ameublissement du terrain jusqu'à une profondeur telle, qu'il devient la plupart du temps impossible d'apercevoir les roches en place. C'est ce qui se passe dans les pays équatoriaux.

D'autre part, l'eau courante, concentrée dans des rigoles, acquiert, en dehors de son rôle comme agent de transport, une faculté propre de creusement ou *érosion*, qu'elle doit à la fois à sa force vive et à l'action des matériaux entraînés, devenus de véritables outils à son service. Elle est ainsi capable d'user les roches dures, même non désagrégées au préalable. Comme d'ailleurs l'eau ne perd complètement la faculté de transporter des particules solides que quand elle coule sur une pente insensible, la surface entière des continents, soumise à l'action du ruissellement et de l'érosion, est condamnée à descendre d'un mouvement lent mais inévitable. Seuls les déserts, où la pluie fait défaut, échappent en partie à cette descente; mais l'œuvre de l'ablation s'y poursuit par l'atmosphère et par le vent, et pour être fréquemment ballottés de place en place, les sables résultants ne s'en accumulent pas moins de préférence dans les creux abrités.

Divers modes de façonnement de la surface. — En résumé, la terre ferme se modifie d'une façon constante, sous l'influence de plusieurs catégories de puissances extérieures. Ces puissances n'agissent pas seulement pour détruire. Avec les matériaux qu'elles ont conquis, elles édifient de nouveaux terrains, et si la plupart de ces formations de remaniement nous sont cachées par les eaux marines ou lacustres, il en est un bon nombre qui ne subissent cette éclipse finale qu'après avoir longtemps fait partie du domaine continental et influé sur son modelé. Néanmoins les effets destructeurs, par la superficie sur laquelle ils se manifestent, ont un rôle incomparablement plus important. Ce sont eux surtout qui déterminent la physionomie de la terre ferme. Aussi nous servirons-nous le plus souvent du mot d'*érosion* pour désigner l'ensemble de ces influences externes; mais il sera entendu qu'à côté de la *dégradation*, qui est le phénomène principal, nous aurons parfois à considérer la *reconstruction* qui en dérive.

Cela posé, il y a lieu de distinguer l'*action marine*, efficace

depuis une profondeur qui ne dépasse pas sensiblement 200 mètres, qui même est rarement supérieure à 100 mètres, jusqu'à la hauteur que peuvent atteindre les vagues de tempête; l'*action des eaux courantes*, à laquelle toute la terre ferme est assujettie à partir du niveau de la mer jusqu'à la limite des neiges persistantes, et que l'on classe parfois sous la rubrique plus générale d'érosion *subaérienne*, pour rappeler la grande part qu'y prennent la pluie et les actions atmosphériques; l'*action glaciaire*, dont le domaine descend au-dessous de la limite des neiges, en même temps que, par la gelée et les avalanches, il s'étend jusqu'aux plus hautes cimes; enfin l'*action du vent*, ou *éolienne*, active dans certains pays où la sécheresse du climat rend le rôle de la pluie tout à fait subordonné. A cette énumération il convient d'ajouter l'*action souterraine*, c'est-à-dire l'attaque des terrains par les eaux d'infiltration, accompagnée de la dissolution, totale ou partielle, des roches, sous l'influence de l'eau chargée d'acide carbonique.

Relation des agents du modelé avec les conditions météorologiques. — Les agents du modelé terrestre ont en chaque lieu une activité déterminée par l'ensemble des conditions météorologiques de la région. Or ces conditions sont très variables d'un lieu à un autre, et la connaissance de leur distribution est indispensable à quiconque veut se faire une idée de la manière dont se répartit, sur le globe, l'énergie des puissances extérieures.

De ces puissances, deux surtout doivent attirer l'attention : la pluie (ou à l'occasion son équivalent en neiges et brouillards) et le vent. A vrai dire, la considération de ces deux agents embrasse, en principe, celle de tous les autres; car les vents soulèvent les tempêtes, seules vraiment efficaces pour la modification des rivages, engendrent les courants marins, par lesquels s'accomplit la dissémination des sédiments, et provoquent dans les déserts la dégradation du sol par les sables en mouvement.

D'autre part, la pluie et le vent sont presque toujours intimement liés l'un à l'autre; car, sauf sous l'équateur, la pluie résulte de la condensation de la vapeur apportée par les vents, condensation que détermine le mélange de l'air humide avec des masses plus froides. D'un autre côté, l'atmosphère doit à sa mobilité d'obéir aux moindres variations de densité, et chacune de ces variations, résultat d'un inégal échauffement, se traduit par un changement dans la pression barométrique. En résumé, le secret des variations météorologiques doit se trouver dans l'étude simultanée de l'état thermique et de l'état barométrique à la surface du globe. C'est

ce qu'on réalise par l'examen des cartes qui font connaître les lignes *isothermes* et les lignes *isobares*. (Voir la planche annexée à l'ouvrage.)

Distribution de la chaleur sur le globe. — La température, en chaque point, a pour unique source la chaleur versée par le soleil [1]. Si l'axe terrestre était perpendiculaire au plan de l'orbite, tous les points de la terre verraient se succéder douze heures de jour et douze heures de nuit. Les rayons solaires, à l'heure de midi, tomberaient pendant toute l'année d'aplomb sur l'équateur, tandis que, pour les autres latitudes, à partir de cette ligne, l'incidence serait de plus en plus oblique, pour finir par être entièrement rasante aux pôles. Il y aurait donc, de part et d'autre de l'équateur, une zone torride, où la température aurait toujours son maximum au centre, et qui comprendrait tous les parallèles pour lesquels l'incidence des rayons méridiens serait peu éloignée de la normale; après quoi la chaleur décroîtrait progressivement dans la direction de chaque pôle, sans que rien permît d'établir, entre les bandes successives, une séparation tranchée.

L'inclinaison de l'axe terrestre sur le plan de l'écliptique empêche qu'il en soit ainsi, et donne lieu au phénomène des *saisons*, fondé sur ce que chaque point de la surface du globe, à l'heure de midi, reçoit les rayons solaires sous un angle qui varie avec le moment de l'année où l'on se trouve. Pour l'équateur, le soleil méridien apparaît au zénith deux fois par an, lors des équinoxes, et tous les points de la zone comprise entre les tropiques jouissent du même privilège, à des époques variables, selon la latitude, entre l'équinoxe et le solstice. Seulement, pendant six mois, cet avantage est réservé à la zone tropicale d'un seul hémisphère, tandis que, pendant les six autres mois, c'est l'hémisphère opposé qui en a le bénéfice.

L'ensemble des deux bandes tropicales, larges chacune de 23° 27′ 21″, définit donc une *zone torride*, où la durée des jours diffère de moins en moins de celle des nuits à mesure qu'on se rapproche de l'équateur, et qui est nettement délimitée par le fait que les points de cette zone sont les seuls d'où l'on puisse voir le soleil au zénith.

1. La part contributive des actions volcaniques ou thermales est ici considérée comme négligeable. Nous ne tenons pas compte non plus du rayonnement des espaces, identique pour tout le globe. Quant à la chaleur interne, outre qu'elle agit partout à peu près dans la même mesure, on a calculé qu'elle ne devait pas contribuer aujourd'hui pour plus d'un trentième de degré à l'entretien de la température extérieure..

D'autre part, entre chaque pôle et la latitude de 66° 32′ 39″, s'étend une calotte dont aucun point ne peut apercevoir le soleil au moment de l'un des solstices. La saison d'été de cette calotte comprend des jours sans nuits, dont la durée atteint six mois au pôle même, et que balance une saison hivernale avec nuits ininterrompues. Et comme l'incidence presque rasante du soleil d'été ne compense pas l'effet de la longue obscurité de l'hiver, chaque pôle est entouré d'une *zone glaciale*, aussi nettement délimitée que la zone torride.

Dans l'intervalle s'étendent les *zones tempérées*, celles où ni le jour, ni la nuit ne sont exposés à durer vingt-quatre heures, et dont chacune peut se subdiviser en *zone tempérée chaude*, voisine du tropique, et *zone tempérée froide*, contiguë au cercle polaire.

Déformation des zones de température. — Les limites des zones ainsi déterminées coïncideraient exactement avec des parallèles de latitude, si la distribution relative de la terre ferme et des mers, ainsi que le relief de l'écorce, étaient identiques pour toute l'étendue du globe. Mais la répartition très inégale de ces divers éléments entraîne une déformation des limites.

En effet, la terre ferme, pendant l'été, s'échauffe beaucoup plus que l'eau, sur laquelle une partie de la chaleur versée est employée, sans effet thermique sensible, à produire de la vapeur. De plus, là où il neige, le manteau qui couvre la terre en hiver intercepte la chaleur solaire, entièrement utilisée pour fondre de la neige, sans que l'air ambiant puisse en profiter. Au contraire, l'eau de mer est rarement exposée à geler. Par conséquent la terre ferme exagère l'échauffement de l'air dans les basses latitudes, tandis qu'elle agit dans les zones froides comme un réfrigérant. En outre, l'atmosphère emmagasine diversement les radiations calorifiques, selon qu'elle est sèche ou humide, pure ou chargée d'acide carbonique. Enfin l'air se raréfie lorsque croît l'altitude, devenant de moins en moins propre à concentrer la chaleur solaire pour en faire profiter les corps qu'il baigne. Dès lors, toutes les inégalités de la surface du globe interviennent pour modifier l'effet thermique des radiations solaires, provoquant du même coup, dans l'eau des mers et surtout dans l'atmosphère, des mouvements capables d'étendre cette influence bien loin des lieux où elle a pris naissance.

Telle est la raison pour laquelle les *isothermes annuelles* (voir, sur la planche jointe à l'ouvrage, la fig. 1), c'est-à-dire les lignes réunissant les points où la température moyenne de l'air pour toute l'année, réduite au niveau de la mer, est identique, sont loin de

coïncider avec des cercles de latitude. Chacune d'elles s'infléchit dans le sens où agissent les causes modificatrices que nous venons d'indiquer.

Irrégularité de la zone chaude. — Le premier résultat qu'il convienne de signaler est le transport que la zone chaude subit vers le nord. D'une part, l'aire du maximum de chaleur, c'est-à-dire celle à l'intérieur de laquelle la moyenne annuelle est supérieure à 30 degrés centigrades, va du Soudan occidental à la mer Rouge, se maintenant à peu près à cheval sur le parallèle de 20° lat. N., et, chose absolument caractéristique, *ne descendant nulle part jusqu'à l'équateur*, qui théoriquement semblerait devoir en marquer l'axe [1]. Pendant ce temps, l'aire des températures comprises entre 26 et 28 degrés centigrades, la seule qui exprime le maximum annuel en Amérique [2], dépasse à peine l'équateur dans la direction du sud, au lieu qu'elle s'avance au nord du tropique, ayant son point culminant à Mexico. D'autre part, alors que l'isotherme boréale de 20 degrés ne cesse pas (sauf en un seul point au large de la Californie) d'être au nord du tropique du Cancer, la courbe correspondante, sur l'hémisphère austral, remonte par endroits jusqu'au voisinage immédiat de l'équateur. En somme, on peut s'assurer que l'espace compris entre la ligne équinoxiale et l'isotherme de 20 degrés est, dans l'hémisphère boréal, supérieur d'un cinquième à ce qu'il est dans l'autre. Et cela pour deux raisons : d'abord parce que l'Afrique s'épanouit beaucoup plus largement au nord qu'au sud de l'équateur, en même temps que l'élargissement du continent américain se prononce au nord des Antilles; de sorte que la zone chaude boréale est bien plus riche en territoires continentaux, la plupart de faible altitude; ensuite parce que les océans, largement ouverts au sud, laissent arriver des courants froids qui parviennent, sur le littoral atlantique de l'Afrique, jusqu'à l'équateur, sur le littoral pacifique de l'Amérique jusqu'à 12 degrés de latitude sud. Aussi voit-on, le long de ces deux côtes, toutes les isothermes brusquement rejetées vers le nord.

Isothermes diverses. — Mais ce qui est surtout significatif, c'est la comparaison des deux isothermes de 5 degrés. Celle de l'hémisphère austral, qui ne rencontre absolument que la Terre de Feu, oscille constamment entre 47° et 56° lat. S. La courbe boréale varie de 43° à 68° lat. N., soit 15 degrés au lieu de 9 pour l'amplitude de

1. Ce n'est qu'en janvier que cette aire, alors considérablement réduite, vient se placer à cheval sur l'équateur, au centre du Congo. — 2. Voir pour ces détails les atlas physiques, et notamment celui de Berghaus.

ses variations, toutes déterminées par le large épanouissement de la terre ferme sur son parcours. Tandis qu'à l'entrée du golfe de Bothnie l'isotherme en question se tient à 60°, l'influence réfrigérante du continent asiatique l'abaisse jusqu'à 43° en Mandchourie, en attendant que les courants chauds du Pacifique occidental la ramènent à 58° contre la côte de l'Alaska. De là, les terres froides du massif canadien la font redescendre à 46° dans la région des grands lacs. Aussitôt la puissante influence du Gulf-Stream lui fait faire un bond, dans l'axe de l'Atlantique, jusqu'au delà du cercle polaire. Mais, arrivée ainsi au contact de la côte scandinave avec son cortège de glaciers, elle redescend brusquement à 60°, revenant presque sur ses pas par une boucle extraordinairement resserrée, avant de se recourber vers l'est.

L'amplitude des écarts est encore plus grande pour l'isotherme de 10°, qui descend à 60° dans la Sibérie orientale, pour remonter à plus de 80° au nord du Spitzberg. Quant à l'isotherme de zéro, rien que de la pointe de Terre-Neuve au large du Cap Nord, elle subit aussi un relèvement de vingt degrés; et comme, à l'île Sakhalin, on la retrouve par 3 degrés de latitude plus bas qu'à Terre-Neuve, l'échelle de ses oscillations n'embrasse *pas moins de vingt-trois degrés.*

On remarquera en outre que le massif sibérien, plus ample et plus froid, dévie les isothermes vers le sud plus fort que le massif canadien, à la fois moins étendu, moins élevé et plus maritime; enfin que la déformation des courbes est bien moins prononcée dans le Pacifique que dans l'Atlantique; d'abord parce que le courant chaud du Japon n'est aucunement comparable en intensité au Gulf-Stream : ensuite parce que l'Asie, d'une part, l'Amérique, de l'autre, enferment presque complètement le Pacifique septentrional dans une ceinture de terres froides, qui réagissent sur la température de l'air à sa surface; au lieu que l'Atlantique boréal, qui ne subit pas de grandes variations dans sa largeur, est mieux soustrait à l'influence réfrigérante des terres environnantes.

Considération des isobares. Zone des basses pressions équatoriales. — Les irrégularités que nous venons de constater dans le parcours des isothermes vont naturellement se refléter dans l'allure des lignes d'égale pression barométrique, puisqu'on sait que, dans une masse d'air inégalement échauffée, il se produit de toute nécessité des mouvements tendant à rétablir l'équilibre. C'est ce qu'indique du premier coup d'œil l'examen d'une carte des *isobares annuelles* (voir la planche, fig. 2). Pour en bien apprécier

les enseignements, cherchons, comme dans le cas précédent, ce que devrait être théoriquement la circulation de l'air, s'il n'y avait pas à compter avec la distribution irrégulière de la terre ferme et du relief.

Des deux côtés de l'équateur, mais empiétant davantage, comme nous l'avons vu, sur l'hémisphère boréal, s'étend la zone torride. L'atmosphère y est d'autant plus accessible à l'échauffement que, grâce à la surface considérable occupée par les mers, l'air de cette zone est très chargé de vapeur d'eau, au moins dans ses couches inférieures, depuis le niveau de la mer jusqu'à environ 8000 mètres d'altitude [1]. L'effet produit est à son comble au centre de la zone, là où règne le maximum de chaleur. En ce point donc se trouve une colonne d'air plus chaude et par conséquent plus haute que toutes les autres, de part et d'autre de laquelle, suivant un méridien, des colonnes de moins en moins chaudes s'échelonnent en s'abaissant dans la direction des deux pôles.

Or, toutes les fois que deux masses d'air juxtaposées possèdent des températures inégales, il se produit un *déversement*, par suite duquel le haut de la colonne chaude s'écoule vers la masse froide, tandis que le pied de cette dernière tend à s'avancer vers la base de l'autre. Tant que ce mouvement persiste, la pression est inférieure à la moyenne dans la colonne qui se déverse, et supérieure dans l'autre. Le courant d'air est donc dirigé, en haut, du minimum barométrique vers le maximum; en bas, dans le sens inverse [2].

On comprend ainsi que, des deux côtés de l'équateur thermal, il existe une bande où la moyenne annuelle du baromètre (lequel est d'ailleurs très stable toute l'année) se maintient partout, au niveau de la mer, au-dessous de 760 millimètres, en même temps que la température y atteint son maximum. La largeur de cette zone tient à ce que, en vertu de l'inclinaison de l'axe terrestre, les points qui voient le soleil au zénith voyagent, suivant les saisons, d'un hémisphère à l'autre, ce qui déplace en latitude la bande des *calmes équatoriaux*. En fait, la zone des pressions inférieures à 760 s'étend sur une trentaine de degrés. Sa limite australe, beaucoup plus régulière que l'autre, parce qu'elle passe sur un très petit nombre de surfaces continentales, s'avance parfois jusqu'à 20° et même 25° Sud. Mais en Afrique elle recule jusqu'à 10° S. Sa limite boréale devient extrêmement capricieuse en Asie, pour des causes que nous analyserons plus loin.

1. La moitié de la vapeur d'eau atmosphérique est contenue entre zéro et 2000 mètres d'altitude. — 2. Duclaux, *Cours de physique et de météorologie*, p. 236.

Bande des pluies équatoriales. — D'une façon générale, la zone du minimum barométrique annuel est aussi celle du maximum des pluies terrestres. Cela tient à ce que, dans le centre de cette bande (centre qui se déplace en latitude avec les saisons), les vapeurs, aspirées par un soleil torride, après être venues former à une certaine hauteur un voile de nuages amoncelés (*pot au noir* des marins), se résolvent, à une heure déterminée du jour, en averses violentes, le plus souvent avec orages. La région subit alors ce que les marins appellent l'*hivernage*, bien qu'en réalité cette période corresponde à l'été astronomique.

La bande des pluies équatoriales s'étend (voir la planche, fig. 3) de 15° à 20° lat. N. jusqu'à 15° et parfois même 20° lat. S. C'est en Afrique seulement qu'elle est réduite à dépasser à peine l'équateur vers le sud, ce qui est bien d'accord avec le rétrécissement marqué que subit, dans cette même région, la zone australe des basses pressions équatoriales. On peut dire que l'aire de maximum thermique du Soudan attire à elle la bande des basses pressions et des pluies, en lui permettant tout juste d'atteindre cet équateur, sur lequel elle devrait être à cheval si l'influence des terres sahariennes ne venait pas se faire sentir. On jugera de l'importance de cette zone si nous disons que, la moyenne annuelle de pluie pour toute la terre ferme étant de 844 millimètres, la bande comprise entre 20° lat. N. et 20° lat. S. en reçoit 1 400 [1].

Bande des vents alizés. — De part et d'autre de la bande équatoriale, non loin des tropiques, se produit à la surface du sol l'appel d'air qui doit compenser le déversement de la colonne chaude. De là résultent les *vents alizés*, que la rotation terrestre dévie, comme chacun sait, en les faisant souffler du nord-est dans l'hémisphère boréal, du sud-est dans l'autre. Pendant ce temps, les hautes régions de l'air sont parcourues par le *contre-alizé*, c'est-à-dire le courant supérieur d'air chaud déversé, lequel souffle, pour la même cause, du sud-ouest dans l'hémisphère boréal, du nord-ouest dans l'autre. Seulement la hauteur à laquelle ce courant se produit fait que d'ordinaire il ne devient visible que quand il rencontre sur son chemin des poussières volcaniques, projetées par les explosions à plus de 10 kilomètres d'altitude.

Dans l'hémisphère austral, bien plus régulier que l'autre parce qu'il est beaucoup plus océanique, l'afflux des alizés détermine la

1. J. Murray, *Scottish geographical Magazine*, 1887.

formation d'une bande, comprise entre 20° et 4° lat. S., où la pression moyenne annuelle, toujours supérieure à 760, dépasse par endroits 764 millimètres.

L'air qui souffle sur cette bande est descendu des hautes régions et a été appelé dans des couches de plus en plus chaudes et denses, où il s'est réchauffé à la fois par contact et par le seul fait de sa condensation. Il devient donc de plus en plus apte à absorber de la vapeur. Une fois qu'il a touché terre, appelé vers le nord-ouest par l'aspiration équatoriale, combinée avec la rotation terrestre, il se rapproche de l'équateur thermal et doit encore se réchauffer. Quand il vient de la mer et qu'il va frapper, soit la côte orientale d'Afrique, où se trouvent les plus fortes altitudes moyennes du continent, soit la côte brésilienne, également plus élevée que la contrée située en arrière, il ne peut manquer d'abandonner à ces hautes terres une partie de sa vapeur. Ainsi s'expliquent les étroites bandes de fortes pluies qui longent la côte de Zanzibar, celle de Madagascar, et tout le rivage brésilien.

En revanche, en descendant directement ou en poursuivant sa route sur les continents, l'alizé austral doit devenir desséchant, car il ne cesse de s'échauffer par sa descente, qui s'opère à la fois suivant l'altitude et suivant la latitude. C'est ce qui a lieu sur la côte occidentale de l'Afrique australe, comme entre le bassin de la Plata et le Pacifique. Aussi voit-on la moyenne annuelle de pluie, sur toute la zone de 20° à 40° lat. S., s'abaisser à 58 centimètres. Même elle n'est que de 20 centimètres au voisinage du désert de Kalahari, au nord de la colonie du Cap, ainsi que pour une bande qui va de la Patagonie à Guayaquil, en traversant le désert d'Atacama. Seule, la chaîne des Andes, par l'influence de son brusque relief, réussit à introduire, dans cette dernière traînée d'air sec, une étroite bande médiane, où la pluie s'élève de 20 à 60 centimètres.

La même cause détermine l'extrême sécheresse du continent australien, d'autant plus qu'il s'agit d'une dépression privée d'écoulement vers la mer, et par conséquent prédestinée, par l'insuffisance forcée de son réseau hydrographique, à subir l'influence désertique. Mais les côtes orientales de Madagascar et de l'Australie échappent à cette sécheresse, d'abord en raison de leur altitude brusquement acquise, ensuite parce qu'elles reçoivent le choc de vents d'est venant de la mer.

En résumé, les régions voisines de celles où soufflent les alizés appartiennent aux moins pluvieuses du globe, et la pureté habi-

tuelle de l'air y contraste avec l'état troublé du ciel dans la bande équatoriale.

Une autre cause doit encore aggraver la sécheresse des côtes occidentales dans l'hémisphère austral. Des courants froids, venant des régions antarctiques, longent les côtes en question, et se compliquent même d'un courant vertical de fond, appelé, en quelque sorte, par le vent qui souffle généralement de terre en chassant la mer devant lui [1]. Il en résulte un refroidissement qui se fait sentir jusqu'à l'équateur, en obligeant les isothermes à s'infléchir dans cette direction dès qu'elles quittent le rivage. Si donc des courants d'air viennent frapper la côte en arrivant du large, ils seront plus froids et moins riches en vapeur que la latitude ne le ferait supposer. De plus ils trouveront, dans le contact de la côte plus chaude, une cause de réchauffement, contraire à la condensation de la vapeur qu'ils pourraient renfermer.

Bande des basses pressions australes. — La bande australe des hautes pressions ne dépasse guère le 40e degré de latitude, et de suite après on entre dans une zone circumpolaire, où la pression décroît très rapidement, de manière à n'être plus en moyenne que de 750 au Cap Horn, comme à Kerguelen et à l'île Auckland. Il est à remarquer en effet que plus on s'approche du pôle, et moins l'atmosphère doit être épaisse, le sphéroïde atmosphérique devant être plus aplati par la force centrifuge que le sphéroïde solide. De plus, l'air est bien moins riche en vapeur d'eau comme en acide carbonique.

D'autre part, cette zone reçoit la partie du contre-alizé descendant qui, en touchant terre, n'est pas venue se recourber vers l'équateur avec l'alizé de surface. Cette partie, en se dirigeant vers les pôles, où l'appelle la moindre pression, doit être déviée vers l'est. Il en résulte des *vents d'ouest dominants*. Immédiatement le régime humide se reconstitue. De Valparaiso à la Terre de Feu, sur le versant occidental de le chaîne andine, on voit le total annuel de la pluie s'élever rapidement à plus de 200 centimètres; de même qu'à Melbourne et sur la Tasmanie il dépasse 130. La moyenne, pour la zone de 40° à 60° lat. S., est de 87 centimètres.

Complication des isobares dans l'hémisphère boréal. Moussons. — La régularité des zones de pressions et de pluies est beaucoup moins grande sur l'hémisphère boréal, au moins dans l'ancien

1. Wharton, *Discours à l'association britannique*, à Oxford, en 1894.

monde, à cause de l'extension considérable qu'y prend la terre ferme. Non seulement les conditions d'échauffement de l'air au-dessus de l'océan sont tout autres que pour les continents, mais l'influence des saisons, peu sensible dans l'hémisphère austral, devient de plus en plus tranchée dans l'autre, à mesure qu'on monte en latitude. Cela tient à ce que la terre, qui s'échauffe en été plus que la mer, détermine dans cette saison des centres de dépression barométrique, lesquels changent de signe en hiver et se transforment en centres de pression, l'air étant plus froid et plus dense au-dessus des surfaces continentales exposées à se couvrir de neige. De cet ensemble de conditions résultent des circonstances beaucoup plus compliquées.

Cette complication se manifeste d'abord dans le relèvement que la zone des basses pressions équatoriales subit dès l'Afrique, et qui l'amène un moment jusqu'au contact de la Grèce et de l'Asie Mineure, pour la maintenir ensuite d'une façon constante au-dessus du tropique. Il est vrai que l'abondance des pluies n'en profite à aucun degré, si ce n'est dans l'Inde, l'Indo-Chine et la Chine méridionale. Le Sahara demeure essentiellement sec, d'abord parce qu'en hiver l'alizé y souffle normalement du nord-est, n'apportant que peu de vapeur d'eau, et rencontrant des causes de condensation de moins en moins actives; ensuite parce que, si le centre de dépression qui s'établit en été au Soudan appelle une certaine quantité d'air humide du nord et du nord-ouest, cette vapeur, arrivant sur des contrées de plus en plus chaudes, n'a aucune raison de s'y résoudre en pluie [1].

Il en est tout autrement pour la région de l'Océan Indien, où un grand trouble s'introduit dans l'allure des vents alizés. En janvier la température de l'Asie est à son minimum, celle de l'Afrique australe à son maximum. Attiré par le centre de dépression africain, l'alizé, d'octobre à avril, souffle normalement du nord-est au-dessus de l'équateur et devient la *mousson de nord-est*, déterminant pour l'Inde la saison sèche. Mais quand, en raison de l'inclinaison de l'écliptique, le soleil s'avance vers le nord, la température commence par s'équilibrer, ce qui, au moment de l'équinoxe, met fin aux vents régnants de direction constante. Plus tard encore, le centre de dépression se transporte sur l'Afghanistan, où règne alors une chaleur presque comparable à celle du Sahara. Non seulement l'alizé se trouve annihilé; mais c'est de l'équateur

1. Schirmer, *le Sahara*, 1893.

que l'air est appelé vers le nord; et le vent résultant, dévié par la rotation terrestre, devient la *mousson de sud-ouest*, laquelle prédomine de juin à septembre, étendant son influence depuis la côte d'Afrique jusqu'à la Chine. Cet air, qui s'est chargé d'humidité dans les mers équatoriales, déverse sa vapeur en pluies abondantes sur les régions qu'il aborde.

Ainsi le facteur *géographique*, c'est-à-dire l'influence de la distribution relative des terres et des mers, acquiert une telle importance, qu'il renverse complètement pendant six mois, et cela au grand profit de l'activité des eaux courantes, le régime normal que la latitude seule autoriserait à prévoir.

Or, plus on s'avance vers le nord, au moins jusqu'au cercle polaire, et plus la terre ferme tend à s'épanouir en largeur. En même temps, elle est de plus en plus apte à exercer une action réfrigérante en hiver, à cause de la neige dont elle se couvre une partie de l'année. Pour ce motif, la bande extra-tropicale des hautes pressions monte constamment vers le nord-est, depuis les Antilles jusqu'à la Sibérie orientale. De plus, elle contourne entièrement le Pacifique, pour se maintenir sur les terres froides de l'Amérique du Nord et de l'Asie, au delà desquelles elle semble chercher des deux côtés à gagner le pôle.

Aussi, à la place d'une zone polaire de basses pressions, comme celle de l'hémisphère austral, voit-on se dessiner, de Terre-Neuve au Spitzberg et de l'angle nord-ouest du Groenland à la Nouvelle-Zemble, une aire fermée de pressions inférieures à 760, au milieu de laquelle, du cap Farewell à l'Islande, règne un minimum annuel de 754 millimètres.

Effets du Gulf-Stream. — A la disposition que nous venons de signaler s'ajoute l'effet du relèvement si remarquable que subissent les isothermes de l'Atlantique, et par suite duquel le cap Nord, sous 70° de latitude, jouit d'une moyenne annuelle égale à celle de la pointe de Terre-Neuve, située sur le 50e parallèle.

Le relèvement en question est tout entier l'œuvre du Gulf-Stream, fleuve d'eau chaude qui lui-même a une origine essentiellement *géographique*. Car ce sont les eaux tropicales qui, poussées par les vents alizés dans le cul-de-sac du Mexique et des Antilles, et n'en pouvant sortir vers l'ouest à cause de l'isthme de Panama, s'accumulent jusqu'à ce qu'elles aient pu s'échapper par l'étroit goulet de Bahama. Pour cette raison, dans l'Atlantique nord, il y a transport constant d'eau chaude dans la direction du sud-ouest au nord-est.

Ce courant, par sa constance, réagit sur les couches d'air voisines, et détermine dans l'Atlantique central un régime permanent de vents du sud-ouest, c'est-à-dire chargés d'humidité. Il est vrai que l'impulsion du Gulf-Stream ne demeure effective que jusqu'au milieu de l'océan; mais juste au moment où l'air devrait cesser d'être ainsi entraîné, la partie du contre-alizé boréal qui vient de descendre, avec tendance à se diriger au nord-est, *relaye*, en quelque sorte, le courant d'air défaillant et prolonge son action bienfaisante.

Une autre cause, également géographique, contribue au même résultat : c'est l'existence des seuils qui ferment pour ainsi dire l'Atlantique nord. C'est d'abord le *seuil Wyville-Thomson*, qui dresse entre les Hébrides et les îles Feroë une crête sous-marine dont le point le plus bas est à moins de 600 mètres de profondeur. C'est ensuite la barrière qui va des îles Feroë à l'Islande, s'élevant jusqu'à moins de 500 mètres de la surface. Arrêtées par cet obstacle, les eaux chaudes qu'amenait le Gulf-Stream ont fini par s'y accumuler en s'enfonçant de plus en plus; si bien que, tout contre ce seuil, du côté du sud-ouest, la couche d'eau de température supérieure à + 5° s'épaissit au point de descendre à 1500 mètres de profondeur, soit presque aussi bas que devant Ténériffe.

Une pareille masse d'eau, où la température de surface est, en été, de 10 à 13 degrés, ne peut manquer d'exercer une heureuse influence sur la richesse en vapeur des vents qui viennent frapper les côtes d'Écosse et de Scandinavie, ce qui explique l'excès des précipitations atmosphériques sur ces rivages.

Zone désertique. — Le remarquable régime de vents de sud-ouest, dont on vient de rappeler l'existence, doit avoir sa contre-partie dans un phénomène de sens contraire, qui rétablisse l'équilibre constamment troublé. Cela paraît d'autant plus nécessaire que, le long du Japon, un courant analogue au Gulf-Stream, quoique beaucoup moins intense, produit aussi un appel vers le nord-est, ce qui fait que l'Eurasie est réellement encadrée par deux bandes de courants d'air soufflant du sud-ouest. Même, pendant l'été, le régime oriental des vents de sud-ouest gagne, par l'établissement de la mousson, toute la région voisine de l'Océan Indien. C'est pourquoi, sans vouloir ressusciter l'ancienne doctrine de la circulation aérienne sous forme de boucles fermées, partant de l'équateur pour y revenir, il nous paraît qu'il y a des causes suffisantes pour que, sur le centre de l'Asie, il s'établisse un retour d'air venant du nord-est.

C'est sans doute une des raisons pour lesquelles, de la contrée d'Iakoutsk jusqu'à la Perse, on voit se poursuivre, le long de la bande oblique des hautes pressions, une aire extrêmement pauvre en précipitations atmosphériques, où les vents dominants paraissent, autant que les documents existants permettent d'en juger, souffler du nord et du nord-est. En tout cas, dans cette zone, la chute annuelle de pluie est presque partout inférieure à 20 centimètres. D'ailleurs, au point où la traînée sèche devrait s'arrêter, elle se soude justement à la bande désertique des alizés, celle qui, du Baloutchistan, par l'Arabie, va gagner le Sahara et comprend même les îles du Cap Vert; de telle sorte qu'on peut dire que, de la Sibérie à l'extrémité occidentale de l'Afrique, la bande des déserts se poursuit sans discontinuité.

Par surcroît, on voit se succéder sur ce parcours une série de dépressions sans écoulement extérieur, désert de Gobi, cuvette aralo-caspienne, bassins fermés du Baloutchistan et de l'Arabie, Sahara, tous pays voués par eux-mêmes, ainsi que nous le verrons plus tard, à l'impuissance des eaux courantes, et par suite aussi mal défendus que possible contre l'évaporation. A peine si, par leur altitude, le Pamir et les chaînes iraniennes parviennent à maintenir, pour la zone de 20 à 60 centimètres de pluie, un étroit passage entre l'Himalaya et la Caspienne.

Pour l'Amérique du Nord, la contre-partie du courant humide atlantique semble se manifester sur le parcours de la zone de hautes pressions annuelles, par une large bande, allant de la Californie au détroit de Barrow, et embrassant la moitié occidentale du territoire des États-Unis. La chute de pluie y est inférieure à 60 centimètres, et tombe au-dessous de 20, à la fois sur la dépression désertique du Grand Lac Salé, trop voisine du maximum barométrique situé au large de San Francisco, et sur la contrée comprise entre la baie d'Hudson et l'Alaska. Par contre, le voisinage du centre de dépression annuel qui occupe la région des Aléoutiennes procure au littoral de la Colombie une chute de 130 à 200 centimètres et plus, qui se fait sentir dès les approches de San Francisco, mais n'étend pas son influence à l'est de la chaîne côtière.

Importance des conditions géographiques. — D'après tout ce qui précède, on peut dire que la distribution des pluies, c'est-à-dire de l'agent le plus efficace du modelé terrestre, est déterminée par le concours de deux ordres de phénomènes : d'abord des circonstances cosmiques générales, qui tendent à faire naître une bande

équatoriale humide, entourée de deux bandes sèches, confinant elles-mêmes à des bandes circumpolaires mieux favorisées en humidité ; ensuite des circonstances géographiques, proportions relatives des terres et des mers, relief de la terre ferme, conformation spéciale des océans, circonstances souvent assez puissantes pour renverser d'une manière complète l'effet que les conditions cosmiques produiraient à elles seules.

Un frappant exemple du régime exceptionnel que peuvent engendrer les particularités géographiques est offert par le Groenland. La plus grande partie de ce pays devrait, à en juger par sa latitude, jouir de conditions semblables à celles de la côte de Norvège. Mais, d'une part, le Groenland se trouve en dehors de l'action bienfaisante des courants d'air dérivés du Gulf-Stream ; même il est longé à l'est par un contre-courant froid venant du pôle, et que côtoie une branche détachée de l'extrémité nord du courant chaud de l'Atlantique, ce qui doit amener de fréquents conflits entre des masses d'air d'inégale température. D'autre part, le pays est situé dans le voisinage immédiat du minimum barométrique de l'Atlantique nord. En outre, son altitude moyenne est considérable ; plusieurs de ses montagnes dépassent 2000 mètres et le plateau neigeux central s'y élève jusqu'à 2700. Aussi voyons-nous la contrée ensevelie en entier sous une couverture glaciaire, dont l'épaisseur a été évaluée par Nansen entre 1500 et 1900 mètres.

A la vérité, en considérant que les observations pluviométriques donnent pour le Groenland des chiffres de précipitations assez faibles, 130 centimètres à Iviktut, 68 à Godthaab, 21 à Jakobshavn, 35 à Upernivik[1], beaucoup de météorologistes sont enclins à penser que la calotte de neiges du pays est tout entière un héritage des temps glaciaires ; de sorte que les conditions actuelles, qui seraient impuissantes à engendrer cette calotte, lui fourniraient seulement de quoi réparer ses pertes. Mais, outre qu'il est difficile de comprendre que le Groenland jouisse seul du privilège d'un aussi juste équilibre, il convient de remarquer que toutes les observations sont relatives à la *côte occidentale*, la seule habitable. Or, les vents dominants, en janvier comme en juillet, étant ceux de nord-est, la côte occidentale ne reçoit les courants d'air qu'après qu'ils ont déchargé leur humidité sur une arête culminante, située à plus de 2000 mètres d'altitude, et *très voisine de la côte orientale*. Ce sont

1. Hann, *Handbuch der Klimatologie*, p. 738.

donc des courants d'air descendants, qui doivent se réchauffer par leur descente, et renseignent très inexactement sur les précipitations relatives à l'ensemble de la région.

Nous n'en voulons pour preuve que les perpétuelles rafales de neige qui ont assailli, en plein été, aussi bien l'expédition de Nansen que celle de M. Peary. Aussi croyons-nous que des études ultérieures modifieront les chiffres admis, en démontrant que le pays de la terre où le régime glaciaire sévit avec le plus d'intensité doit cette particularité à un ensemble de circonstances, où la situation géographique et le relief jouent un rôle beaucoup plus important que celui de la latitude.

Influence des lignes de relief. — Ce qui vient d'être dit sur la descente des vents, à partir de la crête du Groenland, nous amène à parler de la puissante influence exercée, sur l'abondance des précipitations, par les lignes de brusque relief. Il y a des années déjà que le caractère de cette influence a été très nettement formulé par Cézanne dans ses *Études sur les torrents des Alpes*. Auparavant on admettait volontiers que la pluie croissait avec l'altitude. Cézanne a démontré qu'il n'en était rien, et que, le plus souvent, *le faîte d'une ligne de hauteurs recevait moins de pluie que celui des versants qui était habituellement remonté par les courants humides*.

C'est la thermodynamique qui rend compte de cet effet. Lorsqu'une montagne surgit en travers d'un courant aérien, non seulement elle le refroidit par contact, la température de l'atmosphère s'abaissant, lorsque croît l'altitude, d'environ un degré centigrade pour 200 mètres; mais, en outre, l'air, qui rasait la mer ou les plaines, étant forcé de s'élever pour franchir un faîte, doit se raréfier en montant, puisque la densité de l'atmosphère diminue quand la hauteur augmente. Cette dilatation, en vertu des propriétés fondamentales des gaz, est une cause puissante de refroidissement et, par suite, de condensation de vapeur. Aussi peut-on dire qu'une ligne de relief *exprime*, en quelque sorte, l'humidité que le vent lui apporte, et cela d'autant mieux que l'obstacle est plus brusque.

Nulle part cet effet n'est mieux marqué que sur le littoral oriental de l'Océan Indien. La pluie annuelle, qui dépasse 200 centimètres à Sumatra, en atteint 300 à l'embouchure de l'Iraouaddy et 537 à Sandoway. Mais sur le massif qui surgit au nord du delta du Brahmapoutra, c'est bien mieux encore, et la chute moyenne y dépasse 1200 *centimètres*, pour se maintenir entre

250 et 400 sur tout le versant himalayen que le Brahmapoutra contourne après sa sortie du Tibet. De même, malgré l'influence de la grande zone désertique, le haut relief de l'Himalaya permet à une bande favorisée de 200 centimètres de pluie de pénétrer jusqu'à l'angle du Pamir. En revanche, l'effet de ces chaînes est absolument local; et l'air ne les a pas plus tôt franchies que, sur les régions en arrière, par exemple sur le Tibet, il se montre d'une sécheresse extrême, qui va en s'accentuant vers le nord. Cela s'explique, non seulement par l'humidité déjà perdue, mais par la contraction réchauffante que doit produire la descente au delà de la crête.

Tandis que Madras reçoit entre 60 et 130 centimètres d'eau, alors que le centre de l'Hindoustan appartient à la zone de 60 à 20, il suffit de la brusque saillie des Ghâtes occidentales, entre la pointe de la péninsule et Bombay, pour arracher à la mousson du sud-ouest une chute annuelle de plus de 200 centimètres, exactement localisée sur la montagne. Le haut massif abyssinien provoque la même exagération locale des pluies équatoriales, et les premières pentes du Fouta Djallon, près des sources du Niger, font dépasser à la chute de pluie, sur la côte africaine de Liberia, le chiffre de 330 centimètres. C'est bien mieux encore sur le flanc occidental des monts Cameroun, où, grâce aux moussons et à la forme en entonnoir du golfe de Biafra, on a vu, en 1895, tomber *neuf mètres* d'eau dès le niveau de la mer. Le voisinage du versant oriental des Andes suffit pour faire apparaître la zone des pluies dépassant 200 centimètres, quand tout le Brésil reçoit entre 130 et 200, à l'exception du rivage de Pernambuco à Bahia, où la saillie culminante de la côte détermine tout le long une semblable augmentation.

Grâce aux montagnes qui la bordent, la côte australienne de l'est est favorisée de la même façon, et les Alpes de la Nouvelle-Zélande, dressées contre le bord occidental de la contrée, font que la chute de pluie y atteint 285 centimètres, contre 130 sur le versant oriental. La Nouvelle-Guinée reçoit deux fois moins d'eau au sud qu'au nord, où le relief se trouve concentré. A Madagascar, où les plus fortes altitudes sont collées contre l'Océan Indien, la chute d'eau, de l'ouest à l'est, croît de moins de 60 à plus de 130. L'Ile Maurice reçoit 125 sur le rivage et 400 au sommet du Piton du Milieu. Sur la Jamaïque, le mont Blize, haut de 2236 mètres, reçoit 310 quand la côte en a 125 et tout l'intérieur de 200 à 250.

En Europe, le maximum de pluie se produit sur la chaîne Can-

tabrique, les Alpes, le Caucase, les montagnes d'Écosse et le bord occidental de la Scandinavie. En un mot, à part l'angle sud-est des États-Unis et celui de la Chine, qui l'un et l'autre doivent un maximum de pluie aux courants très chauds et humides que les circonstances géographiques engendrent dans leur voisinage immédiat, on peut dire que partout c'est le relief relatif qui est la cause principale des fortes pluies. Si bien qu'une carte de la distribution des pluies pour le globe équivaut par beaucoup de ses traits principaux à une carte hypsométrique [1]. Comme s'il était écrit que, chaque fois que les mouvements orogéniques auraient amené en saillie une portion de l'écorce terrestre, les agents extérieurs en recevraient *ipso facto* une nouvelle provision de force pour accomplir leur œuvre d'aplanissement.

Particularités des dépressions. — Par un remarquable contraste, autant les lignes de haut relief contribuent à aviver le travail des précipitations atmosphériques et par conséquent celui des eaux courantes, autant celles-ci sont paralysées dans leur énergie par le fait des grandes dépressions. C'est ce qui résulte clairement des chiffres suivants [2] :

On estime qu'il tombe annuellement, sur la terre ferme, environ 122 500 kilomètres cubes d'eau, lesquels, également répartis sur toute la surface continentale, y formeraient une couche de 844 millimètres d'épaisseur.

Mais, sur les 122 500 kilomètres cubes de pluie (ou de son équivalent en neiges et brouillards) il y en a 113 150 qui tombent sur les territoires tributaires de la mer, et ceux-ci, occupant 115 300 000 kilomètres carrés, reçoivent ainsi une chute moyenne de 980 millimètres. Il reste, pour les dépressions sans écoulement extérieur, 9350 kilomètres cubes, et cette quantité, répartie entre les 30 millions de kilomètres carrés correspondants, ne représente qu'une couche annuelle de 315 millimètres. Ainsi l'on peut dire que *les dépressions sans écoulement ne reçoivent pas le tiers de la quantité d'eau qui tombe sur les territoires drainés par la mer.*

On pourrait penser que ce résultat tient à une coïncidence fortuite, qui aurait placé toutes les dépressions dans les zones naturellement pauvres en humidité. Certainement une part mérite d'être faite à cette explication; car les grands bassins fermés ont toutes chances de se trouver à l'intérieur des aires continentales, c'est-à-dire loin des sources d'où vient l'air humide.

1. Voir la planche jointe à l'ouvrage. — 2. Voir J. Murray, *Scottish geogr. Magazine*, 1887.

Mais la preuve que la structure même des dépressions y est pour quelque chose, c'est que la même pauvreté relative en précipitations se remarque, en dehors des zones désertiques, partout où un bassin déprimé, même pourvu d'un émissaire maritime, se présente au sein d'un massif quelconque de relief régulier.

Ainsi une carte de la répartition des pluies en France (fig. 25),

Fig. 25. — Carte de la répartition des pluies en France, d'après M. Angot. (L'intensité de la chute est exprimée en millimètres.)

outre qu'elle accentue ce que nous avons déjà dit de l'influence des lignes de relief, montre qu'une zone de minimum caractérise la bande plate et basse comprise entre le Mans et Reims, comme la dépression de la Sologne et de la Loire, depuis Tours jusqu'au delà d'Orléans. Quand les hauteurs du Plateau Central reçoivent de 1000 à 1500 millimètres, la Limagne et la plaine du Forez n'en obtiennent pas 600. C'est aussi à moins de 600 que se limite la

quantité reçue par le thalweg du Rhin en Alsace, quand sur les Vosges et la Forêt-Noire il en tombe de 1200 à 1500.

Une aire fermée de moins de 60 centimètres caractérise tout le bassin de la Hongrie, et une autre de même taux dessine une tache autour de Prague, dans la dépression qu'encadrent les monts de Bohême. Le fond de la vallée de la Meuse, entre Namur et Liège, ne reçoit guère plus de 600, quand les plateaux encaissants voient tomber de 800 à 1000 millimètres [1]. En résumé les cartes pluviométriques semblent dessiner les aires déprimées avec autant de netteté qu'elles accentuent les lignes de relief; et on le comprend sans peine, après les explications déjà données sur l'influence des mouvements d'ascension et de descente à l'égard de l'humidité des courants d'air.

Ainsi, *toutes choses égales d'ailleurs*, une dépression sera toujours moins bien arrosée qu'un territoire à pente maritime régulière, ce qui entraîne, pour le modelé de la contrée, des conséquences que nous aurons ultérieurement l'occasion de faire ressortir.

Détails divers sur la distribution des pluies. Conditions des déserts. — Les dépressions sans écoulement extérieur reçoivent, selon M. Murray, les quantités d'eau suivantes :

DÉPRESSIONS	SURFACE en kil. carrés.	PLUIE en kil. cubes.	HAUTEUR d'eau annuelle.
Sahara	8 910 000	3 000	0m,34 [2]
Désert de Kalahari	160 000	60	0 37
Abyssinie	130 000	160	1 23
Amérique du Nord	1 310 000	700	0 52
— Sud	711 000	280	0 37
Eurasie	14 485 000	3 950	0 29
Australie	4 005 000	1 200	0 26
	29 711 000	9 350	

D'autre part, le même auteur assigne une superficie totale de 31 000 000 de kilomètres carrés aux aires où la pluie tombée est inférieure à 25 centimètres.

Bien que le chiffre de 31 diffère à peine de celui qui exprime la surface des bassins fermés, il n'y a pas identité entre les deux

1. Voir la carte pluviométrique de la Belgique, par M. Lancaster. — 2. Ce chiffre s'appliquerait à l'ensemble du Sahara. Pour le Sahara algérien, M. G. Rolland n'indique qu'une chute annuelle de 120 à 135 millimètres (*Bull. Soc. géol. de France* [3], XXII, p. 510). A Biskra même, la chute ne dépasse guère 0m,20.

groupes. En effet, d'une part, le second comprend, en vertu de circonstances climatériques spéciales, plusieurs régions tributaires de la mer, savoir : la vallée du Nil, la basse vallée de l'Indus, la contrée au nord du fleuve Orange, la bande qui va de la Patagonie à la Bolivie, et surtout le bassin du Mackenzie dans l'Amérique du Nord. En revanche, plusieurs des régions sans écoulement ont une part de leur territoire comprise dans la zone des fortes pluies. Ainsi dans le Sahara, on voit le pays au nord de Tombouctou et le bassin du Tchad arrosés par les pluies équatoriales. Les mêmes pluies tombent en abondance sur la dépression abyssinienne, et celle de Kalahari profite encore des vents pluvieux venant du golfe de Mozambique. Dans l'Amérique du Sud, la dépression intérieure de la République Argentine reçoit les courants humides de l'est. Le Mexique bénéficie de quelques pluies tropicales; l'Eurasie voit une quantité d'eau assez sérieuse s'abattre sur le bassin occidental de la Caspienne et sur le Pamir. Enfin la partie orientale de la cuvette australienne participe au bénéfice des pluies qui arrosent la côte voisine.

Malgré ces différences, il n'y en a pas moins, dans l'ensemble, une remarquable concordance entre les bassins fermés et les déserts. Nous en avons indiqué la cause principale, et nous en reconnaîtrons plus tard une autre, qui tient au modelé nécessairement inachevé de la surface. Pour le moment, contentons-nous d'établir, par des chiffres, que la situation météorologique des dépressions semble fatalement condamnée à s'aggraver.

M. Murray admet que le débit total des fleuves terrestres, à leur embouchure dans la mer, est d'environ 27 500 kilomètres cubes. Comme les territoires maritimes en reçoivent 113 150, on peut dire que, en dernière analyse, *l'évaporation enlève les trois quarts de la pluie tombée*, soit plus de 73 centimètres sur les 98 que reçoivent les régions pourvues d'écoulement vers la mer. Seulement il est à remarquer qu'une bonne part de l'eau finalement évaporée a eu, avant de disparaître, le temps de produire un certain travail mécanique.

Si l'évaporation a la même intensité sur les dépressions, et elle ne saurait y être moindre, puisque la protection d'une végétation abondante fait défaut, et que le vent y souffle avec prédilection, les 315 millimètres qui tombent sont notoirement insuffisants, *et le territoire doit peu à peu s'appauvrir en humidité*, aux dépens des réserves qu'il pouvait posséder antérieurement. Nous aurons ultérieurement l'occasion de revenir sur ces considérations. Nous

rappellerons seulement ici qu'elles ont été développées avec beaucoup de force par M. Schirmer dans leur application au Sahara [1].

En même temps que croît la sécheresse, l'excès de l'évaporation sur la pluie a pour effet de concentrer dans les lacs les substances salines que les eaux rencontrent partout dans le sol. Aussi, quelle qu'ait été à l'origine la condition de ces lacs, ils ne peuvent manquer avec le temps de se transformer en *salins*.

Il ne faut pas oublier que les données numériques qui précèdent représentent des chiffres d'ensemble, et que les résultats varient beaucoup suivant les contrées. Ainsi, entre le 30e parallèle de latitude boréale et le 30e de latitude australe, l'évaporation enlève les *quatre cinquièmes* de l'eau tombée, tandis que, pour les autres latitudes, la portion rendue à la mer est à la chute de pluie comme 1 est à 3,677. Quoi qu'il en soit, la conclusion générale que nous avons tirée ne nous paraît pas contestable, alors surtout qu'elle est appuyée sur des faits aussi probants que le desséchement progressif des anciennes cuvettes mongoliennes.

Nous nous arrêterons sur ce dernier exemple, qui prouve une fois de plus à quel point les conditions géographiques (c'est-à-dire, en somme, la résultante des conditions géologiques) d'une région peuvent influer sur l'ensemble des facteurs météorologiques. Par là se justifie cette pénétration réciproque des deux ordres de phénomènes, que nous avions signalée dès le début de cette leçon.

1. Schirmer, *le Sahara*, 1893.

QUATRIÈME LEÇON

CONDITIONS NORMALES DU MODELÉ PAR LES EAUX COURANTES

Importance prépondérante des eaux courantes. — Tous les agents qui s'emploient à la modification du relief terrestre sont loin d'avoir la même importance. Ainsi l'action des glaces et celle du vent ne s'exercent d'une façon intense que sur des portions limitées de la surface du globe. L'érosion chimique n'agit sur les formes extérieures que dans certains pays où le sous-sol offre une composition très spéciale. Quant à l'érosion marine, elle est loin d'être aussi efficace qu'elle est bruyante. Elle n'a de prise que sur les rivages, et se borne à les faire reculer, sans influer beaucoup sur le modelé proprement dit des continents. Le véritable facteur de ce modelé, c'est l'eau courante. Aussi la considération de cet agent s'impose-t-elle, avant toute autre, à quiconque veut acquérir l'intelligence des formes du paysage.

Avant d'en aborder l'étude, il est intéressant de remarquer que la puissance, dont l'intervention facilite si fort à propos l'action de la pesanteur, a sa source dans l'évaporation, qui enlève aux mers la vapeur d'eau destinée à se répandre en pluie sur les continents. La vapeur elle-même est engendrée par la chaleur solaire, et c'est à la même chaleur que sont dus les mouvements de l'atmosphère, cause principale des pluies. Ainsi cette influence essentiellement *centrifuge*, qui semble en antagonisme direct avec l'influence *centripète* de la gravité, en devient au contraire le principal auxiliaire. Et c'est de l'Océan, lieu de repos pour les particules solides, que part, constamment renouvelé, l'instrument d'attaque destiné à les y conduire.

Cas d'un territoire homogène. Effets du ruissellement. — Supposons un territoire que l'action des puissances extérieures

n'ait pas encore touché et, pour plus de simplicité, admettons qu'il soit composé de matériaux meubles, homogènes et peu accessibles à l'infiltration.

En dehors de cas tout exceptionnels, ce territoire doit offrir des directions de pente dominantes, c'est-à-dire des *versants*, fixant la direction que suivront les eaux pluviales. Mais celles-ci ne ruisselleraient uniformément sur la surface que si elle était plane, et si de plus la pluie était partout également distribuée. Les inégalités originelles du terrain, jointes à la localisation des averses, déterminent la concentration des eaux dans des rigoles ou *thalwegs*, où elles commencent à acquérir une vitesse et une masse appréciables, ce qui, avec l'aide des particules entraînées, met immédiatement en jeu leur faculté d'érosion. Chaque cours d'eau ainsi engendré est donc obligé de déblayer son lit et de l'approfondir peu à peu. Mais, à mesure que l'eau descend, la force toujours agissante de la pesanteur en doit accélérer le mouvement. D'ailleurs la masse de cette eau, et par conséquent sa force vive, augmentent par le fait des affluents qui viennent se verser dans la même rigole, et dont chacun résulte d'une concentration analogue des ruissellements voisins.

Cependant cet accroissement de pouvoir mécanique a un terme forcé. C'est le point où l'eau courante aboutit et voit sa vitesse s'amortir, parce qu'elle ne peut plus descendre davantage. Ce terme est la mer, ou bien une dépression qui, interrompant la pente d'un versant, sert de réservoir à un lac, pourvu ou non d'écoulement.

Or au moment où l'eau courante perd sa vitesse, elle était chargée de matériaux solides en suspension. Il faut qu'elle les dépose à son embouchure, formant un amas destiné à gagner de proche en proche en remontant. Ainsi le cours d'eau, qui creuse son lit en amont, doit le remblayer en aval.

Notion du niveau de base. Profil d'équilibre. — Cela posé, parmi les différents points du lit initial, un seul est fixe, à savoir l'embouchure (dont nous supposons le niveau invariable). Mais en amont de ce point, le terrain qui n'est pas encore modelé aura presque toujours, à l'origine, une pente trop forte; car une masse d'eau comme celle d'un fleuve normal ne perd la faculté de tenir en suspension du limon que quand sa pente tombe au-dessous de *un pour cinquante mille*, c'est-à-dire quand elle devient absolument négligeable; et une pente de *deux pour mille* suffit pour qu'une rivière soit capable de creuser son lit. Le creusement doit donc,

au début, se prononcer dès l'embouchure, qui détermine de toute nécessité le *niveau de base* de l'érosion [1]. *C'est là que commencera la régularisation du profil* de la rivière, régularisation absolument nécessaire pour que le cours d'eau atteigne l'état d'équilibre stable, dont la conquête est le but constant de toutes les puissances de la nature. La définition de cet état est facile à donner : il faut que partout la résistance au mouvement, c'est-à-dire le frottement du lit, exercé par le fond et par les parois, fasse équilibre à la force de l'eau courante. Une telle condition ne sera remplie que si la pente décroît constamment de l'amont à l'aval, en proportion de l'augmentation qui survient dans le volume débité. Ainsi le travail de creusement se régularisera de proche en proche, par un mouvement continu de régression [2].

Une fois le creusement achevé, le profil vertical du lit devra

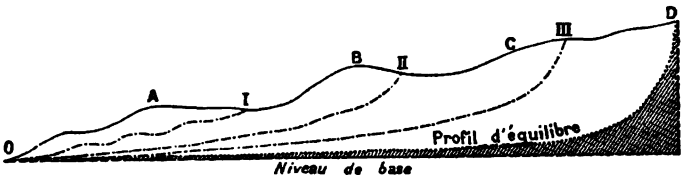

Fig. 26. — Établissement du profil d'équilibre d'un cours d'eau. — O A B C D, profil initial du terrain; O I, O II, O III, profils successifs du lit en voie de creusement.

être une courbe continue, tangente par un bout à l'*horizontale* du niveau de base (puisque nous venons de voir qu'une pente insensible peut seule interrompre le travail mécanique de l'eau), tandis que de l'autre côté elle se redressera de plus en plus. Même on peut dire qu'elle doit tendre à devenir *verticale* au point de départ; attendu qu'en cet endroit, où la masse de l'eau finit par se réduire à zéro, il ne peut y avoir d'entraînement qu'à la condition d'une chute sollicitant la première goutte suivant une direction très voisine de celle du fil à plomb. En résumé, si tous les éléments du thalweg sont reportés, avec leur longueur, dans un même plan vertical, l'ensemble du *profil d'équilibre* [3] formera une courbe à peu près parabolique, et nettement *concave vers le ciel* (fig. 26). On comprend d'ailleurs que, même avec un terrain parfaitement homogène, une telle courbe ne pourrait présenter une régularité absolue que si la distribution et l'ampleur des affluents obéissaient à une

1. De la Noë et de Margerie, *Les formes du terrain*, p. 144. — 2. C'est l'un des mérites de MM. Heim et Morris Davis, d'avoir mis en pleine lumière cette allure régressive de la régularisation du creusement. — 3. C'est l'expression employée par M. Dausse, et à laquelle M. Philippson a substitué le terme d'*Erosionsterminante*.

loi de répartition uniforme. D'autre part, le débit d'une rivière variant avec les saisons, il ne peut pas être ici question d'un équilibre permanent, mais l'égalité entre la force et la résistance doit se rapporter au *débit moyen*.

Vitesse de l'affouillement. — La vitesse avec laquelle s'effectue le travail de creusement du lit peut se conclure des observations suivantes : Lorsqu'en 1714 les échevins de Thoune dérivèrent la Kander pour la jeter dans le lac, par un canal artificiel dont la pente était de 6,5 0/0, la rivière se mit à affouiller les matériaux meubles et morainiques de son canal avec une rapidité telle, qu'en quelques années le lit descendit de 45 mètres à l'endroit même de la dérivation [1]. Depuis lors l'affouillement s'est propagé jusqu'à 9 kilomètres en amont, et le confluent de la Kander avec la Simme s'est abaissé de 21 mètres. Dans les trois premières années, plus de 10 millions de mètres cubes de matériaux solides ont été ainsi amenés dans le lac, où ils ont construit un delta qui, depuis lors, a continué à s'accroître au taux moyen de 300 000 mètres cubes par an [2].

La rectification de l'Isar a provoqué, entre le 23 octobre 1878 et le 14 février 1885, un abaissement du lit de 1 mètre, 443 sur 5 kilomètres de long, avec enlèvement de 22 775 mètres cubes de gravier [3]. La correction du Rhin, dans la plaine allemande au sortir de l'Alsace, ayant raccourci le parcours de 23 0/0 (81 kilomètres), le lit s'est abaissé de plus de 2 mètres entre Rheinweiler et Neuenburg, et de plus d'un mètre entre Weissweil et Maxau. D'après M. Dausse, des causes semblables ont fait baisser l'Arve de 2 m. 40, l'Isère de 2 mètres et l'Arc de 3 m. 25. De toutes façons, l'action produite est rapide et progresse, au début, incomparablement plus vite que par la suite.

Partie torrentielle. — Il est aisé de voir qu'en général, pour un cours d'eau suffisamment avancé dans son œuvre, la concavité du profil ne commencera à se prononcer nettement que dans la partie haute du lit. M. Penck a calculé [4] ce qui devrait arriver si une pyramide quadrangulaire, formée de matériaux homogènes et meubles, recevait une quantité de pluie annuelle capable de former une couche d'un mètre, et comportant quelques averses qui donneraient un centimètre d'eau par heure. En supposant que toute l'eau tombée sur un versant se réunît en une rigole, le lit de cette dernière ne cesserait d'être attaqué par l'érosion que quand

1. Bachmann, *in* Penck, *Morphologie*, I, p. 317. — 2. Steck, *Arbeiten aus dem geogr. Institut*, Berne, 1893. — 3. Voir Penck, *op. cit.*, I, p. 317. — 4. *Das Endziel der Erosion.*

il aurait pris un profil défini comme il suit : chute verticale de 6 mètres dans les dix premiers mètres du parcours, de 1 mètre pour les 90 mètres suivants, enfin de 1 centimètre pour les 900 mètres qui viennent après. Ainsi, dans ce cas hypothétique, au bout d'un kilomètre de parcours, la pente doit déjà devenir insensible.

En revanche, la pente est considérable à l'origine, où elle approche de la verticale. Mais là, elle ne peut se raccorder avec le profil transversal plus adouci des versants que moyennant la formation d'une sorte d'*entonnoir*. Cet entonnoir, par la convergence de ses pentes, facilite la concentration des eaux de pluie, qui s'y rendent d'ailleurs avec une grande vitesse à cause de l'inclinaison des rigoles. Aussi l'entonnoir est-il le siège d'un ravinement très énergique sous l'influence d'eaux encore mal réglées, et qui méritent le nom d'*eaux sauvages*. La réunion de ces eaux engendre un *torrent*, dont la puissance mécanique, en temps de pluie, peut être à peu près sans limites, attendu que le torrent concentre en un seul flot, de pente rapide, toute l'eau tombée sur la superficie entière de l'entonnoir.

C'est là que s'accomplit le principal travail de creusement, destiné à se déplacer peu à peu vers l'amont. Les matériaux qui en résultent forment, au débouché du *couloir* torrentiel, un *cône de déjection*, qui encombre plus ou moins le lit du cours d'eau plus important auquel le couloir vient aboutir.

Affluents. — Pendant qu'un cours d'eau s'établit en conformité de la pente principale du terrain, des affluents ne peuvent manquer de lui venir de ses versants. S'il n'existe pas, dans la structure propre du terrain, quelque particularité qui impose une direction spéciale à ces ravinements secondaires (et dans le cas du terrain homogène et meuble que nous avons admis, cette influence directrice ne saurait exister), il y a toutes chances pour que les rigoles résultantes suivent les lignes de plus grande pente, perpendiculaires aux horizontales du versant, et, par suite, tombent à peu près à angle droit sur le cours d'eau. Cette conséquence se vérifie par l'observation, comme l'ont bien établi MM. de la Noë et de Margerie [1], et ainsi on peut dire qu'un réseau hydrographique initial comporte deux directions principales à angle droit, dont la première, la plus importante, est déterminée par la pente générale du terrain.

1. *Les formes du terrain*, p. 126.

Or ce que fait le cours d'eau principal, chacun des affluents l'accomplit de son côté, prenant pour niveau de base l'altitude de son embouchure. Si, dans son état originel, la surface était accidentée par des dépressions sans issue, des lacs ont dû s'y établir d'abord, jusqu'à ce que leur niveau se fût élevé au point d'en permettre le débordement. Alors ils se seront vidés, et l'émissaire aura creusé un nouveau sillon, allant rejoindre les thalwegs des parties plus basses, jusqu'au moment où la superficie entière aura trouvé à écouler ses eaux vers un réservoir unique, qui est généralement la mer. Cette commune destinée obligera tous les cours d'eau à régulariser leurs courbes en conséquence. De cette façon,

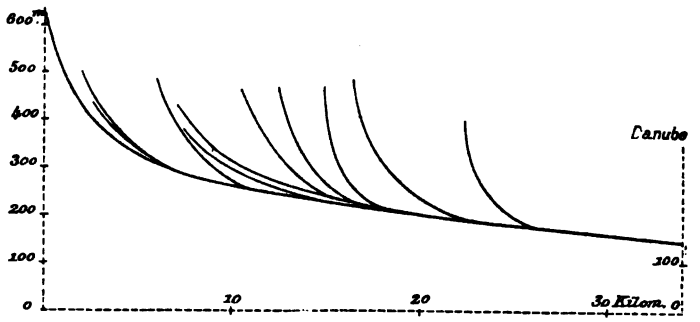

Fig. 27. — Profils de la rivière de la Wien et de ses affluents (d'après M. Penck).

les caractéristiques d'un système hydrographique parvenu à maturité sont : d'abord l'acquisition, par le lit de chaque rivière ou ruisseau, d'une *pente continue*; ensuite la *concordance des embouchures*, définie par ce fait que la courbe de chaque affluent, développée dans le même plan vertical que celle du cours d'eau principal, devient tangente à celle-ci au point de rencontre[1].

Pour mettre cette concordance en lumière, sans sortir des conditions d'homogénéité que nous avons admises pour le territoire considéré, on ne saurait prendre un meilleur exemple que celui du bassin de la Wien (fig. 27), petite rivière qui, descendant rapidement des hauteurs du Wienerwald, vient rejoindre le Danube à Vienne. A son profil, continu et régulier, se raccordent successivement les courbes de ses divers affluents, parmi lesquels il en est un qui en a recueilli trois autres au passage, dans les mêmes conditions. On remarquera d'ailleurs que les profils sont d'autant plus raides que les cours d'eau ont moins d'importance, et tous,

1. *Les formes du terrain*, p. 61.

sans exception, sont logés *dans la concavité* de la courbe qui correspond à la Wien. Cela se comprend puisque, toutes choses égales d'ailleurs, la pente d'équilibre doit être d'autant plus réduite que le volume d'eau débité est plus fort.

Établissement du profil en travers. — Jusqu'ici nous n'avons envisagé que l'établissement du lit ou thalweg d'un cours d'eau. Il y a lieu maintenant d'étudier la formation du *profil en travers*.

Durant toute la période du creusement, les versants, constamment minés par le pied, ne cessent de s'ébouler et prennent (toujours dans l'hypothèse d'un terrain meuble et homogène) un talus très raide, parce que le sapement opéré à la base découpe sans cesse de nouvelles tranches. La coupe transversale du vallon affecte donc la forme d'un V assez aigu.

Il est à remarquer que les deux tranches du V peuvent difficilement être symétriques. En effet, la rivière ne coule pas dans un lit exactement rectiligne. La moindre inégalité du terrain, le moindre affluent survenant sur un des côtés, suffisent pour la jeter à droite ou à gauche. Elle mine donc un versant, qu'elle rend concave et abrupt, et d'où elle est renvoyée avec force, un peu plus bas, contre le versant opposé. De cette façon, le lit devient sinueux, chaque sommet de sa courbe mettant en présence une berge concave attaquée et une berge convexe protégée, où se fait de préférence le dépôt des matériaux transportés ou *alluvions*.

De la sorte, le creusement du thalweg marche de pair avec un élargissement de la pointe du V, causé par les divagations du cours d'eau. Sur cette partie élargie se déposent les cailloux et graviers, que la rivière recouvre dans ses crues.

Mais un jour arrive où celle-ci cesse de creuser son lit et, par suite, de saper le pied des versants. Ces derniers, n'étant plus minés, ne s'écroulent plus par tranches, et commencent par s'adoucir, en prenant la pente qui convient à la consistance naturelle du terrain. Le V s'ouvre donc notablement.

A partir de ce moment, les versants n'ont à compter qu'avec le ruissellement, lequel atteint son maximum avec les fortes averses et la fonte des neiges. Puisque cet effet s'exerce par la superficie, il est légitime d'admettre que l'ablation doive se poursuivre par tranches successives parallèles à la surface, les matériaux de chaque tranche étant entraînés par la pluie jusqu'au thalweg. Or le cours d'eau, qui ne creuse plus son lit en ce point, n'en garde pas moins un excédent de masse et de vitesse, dû à ce que le travail est moins avancé dans les parties d'amont, où le régime

demeure provisoirement torrentiel. Cela suffit pour déterminer, au moins lors des crues, l'entraînement de ce que les eaux pluviales ont amené au bord du thalweg ; de telle sorte que la vallée s'élargit peu à peu, par recul des parois progressivement attaquées, mais sans que l'ouverture du V se modifie. Seulement la pointe de ce V s'émousse encore par le dépôt des alluvions que la rivière charrie.

Divagation du cours d'eau. — A mesure que l'élargissement progresse, le régime en amont va se régularisant, et la force vive de l'eau courante diminue. La rivière cesse alors d'entraîner ce que le ruissellement fait tomber au pied des versants, et ses sinuo-

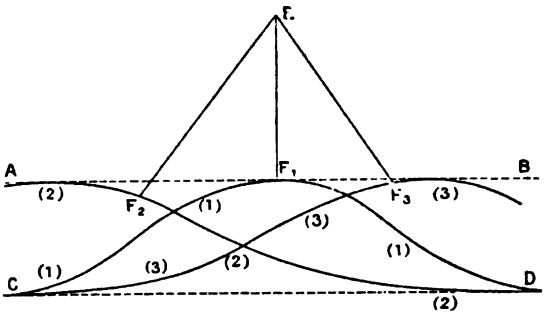

Fig. 28. — Diagramme du déplacement des embouchures.

sités sont désormais contenues, à droite et à gauche, par les alluvions du *lit majeur*, c'est-à-dire de celui qui n'est recouvert qu'en temps de grandes eaux. A ce moment commence, pour le tronçon considéré, une phase où il n'y a ni érosion fluviale ni dépôt permanent. Le cours d'eau se contente de miner sa berge d'alluvions là où elle est concave, entraînant des matériaux qui vont se déposer sur la convexité d'aval, où a lieu un remous. Ainsi, de proche en proche, les alluvions, cailloux roulés, graviers, sables et limons, sont entraînées dans la direction de l'embouchure.

Au cours de ces *divagations*, pendant lesquelles la rivière utilise tour à tour les diverses parties de son lit majeur, les affluents subissent, près de leur embouchure, des déplacements analogues. Supposons (fig. 28) une rivière dont les divagations sont contenues, en plan, entre les deux limites AB et CD, et qui prend successivement les traces (1), (2) et (3). L'affluent, cherchant toujours à rejoindre par la ligne la plus courte, prendra les positions EF_1, EF_2, EF_3 ; de sorte qu'à la longue il aura déblayé, en le couvrant

ensuite d'alluvions, tout le triangle $F_2 EF_3$[1]. Ainsi les divagations d'un cours d'eau ont pour conséquence une extension en surface du pouvoir d'érosion de leurs affluents. Et cet effet se produit, non seulement pendant la période que nous envisageons, mais aussi et mieux encore durant la phase précédente, celle du creusement.

Ajoutons que ces sinuosités sont nécessaires à l'équilibre de l'eau courante qui, ne creusant plus son lit, doit chercher encore à réduire sa pente par l'allongement du parcours. On le voit bien quand, par des travaux de rectification, on s'efforce de supprimer quelques méandres. Immédiatement il en résulte un approfondissement du lit.

Phénomènes de capture. — Avant d'atteindre le résultat définitif exprimé par la régularisation des profils et la concordance

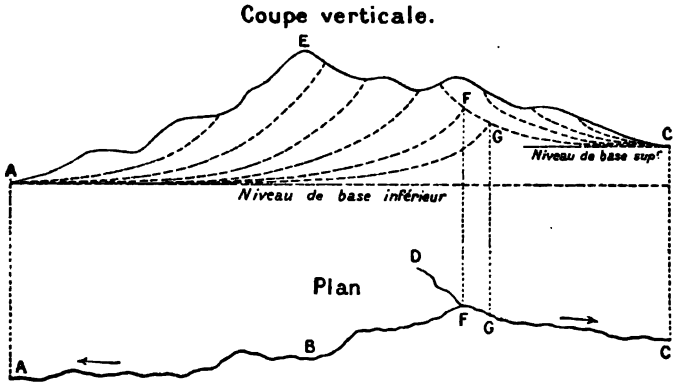

Fig. 29. — Capture d'un cours d'eau.

des embouchures, un système hydrographique traverse des vicissitudes qui, sur de nombreux points, en modifient le dessin primitif. Par exemple (fig. 29), deux cours d'eaux voisins A et C, séparés à l'origine par une crête E, travaillent au creusement de leur lit, le niveau de base de A étant notablement inférieur à celui de C. S'il arrive en outre que le volume débité par A soit sensiblement plus fort, le cours d'eau AB, continuant à pousser son lit vers l'amont, non seulement dépassera la crête E, mais finira par rencontrer en F le thalweg du cours d'eau supérieur qui coulait de D en C. Dans ce cas, il *capturera*, au profit de A, tout ce qui coulait en amont de F, c'est-à-dire FD, augmentant en conséquence la force de BA, tandis qu'il diminue celle de GC. Il ira même plus loin et, avec le temps, capturera une partie FG de

1. Delafond, *les Terrains tertiaires de la Bresse*, p. 224.

l'ancien cours d'eau en aval de F, changeant complètement la pente de cette section.

Le point, tel que F, à partir duquel s'est opéré le détournement des eaux supérieures, a reçu de M. Morris-Davis le nom de *coude de capture*.

Comme résultat de cette conquête, la partie GC de la seconde vallée, *décapitée* par l'enlèvement de FD et de FG, pourra être délaissée sur une certaine longueur par tout cours d'eau permanent, et devenir une *vallée morte*, ou du moins se montrer tout à fait disproportionnée par ses dimensions avec le peu d'importance des eaux qui y circuleront encore.

M. de Lorenzo[1] a signalé récemment, dans l'Apennin méridional, un cas où la capture d'un cours d'eau semble devoir être très pro-

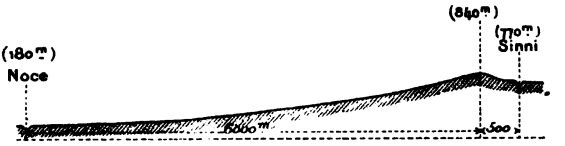

Fig. 30. — Relations du Noce et du Sinni dans l'Apennin méridional.

chaine. A un certain moment, le Sinni, tributaire du golfe de Tarente, et le Noce, appartenant au versant tyrrhénien, ne sont séparés l'un de l'autre que par une distance de 6500 mètres, dont 6000 ont leur pente dirigée vers le Noce, qui coule à l'altitude 180, tandis que 500 seulement pendent vers le Sinni, dont le lit, à 770, n'est qu'à 70 mètres au-dessous de la ligne de partage (fig. 30). Aussi deux affluents du Noce, le Torbido et le Gaglione, travaillent-ils à remonter vers la crête, à travers les formations particulièrement faciles à affouiller du flysch éocène. Et comme ils sont encore favorisés par les vents humides de l'ouest, la prochaine capture du Sinni paraît extrêmement vraisemblable.

Ces faits de capture sont nécessairement fréquents lors du premier établissement d'un réseau hydrographique, de telle sorte que les premières *lignes de faîte* ou *lignes de partage* n'ont qu'une situation provisoire, celles du régime définitif pouvant différer beaucoup en position de celles du début. Aussi la *migration des lignes de faîte* accompagne-t-elle toujours les premières étapes du modelé.

Quand deux cours d'eau parallèles coulent dans le même terrain

1. Acad. des sciences de Naples, 1896.

à des hauteurs inégales, la ligne de partage qui les sépare est plus éloignée de celui dont le niveau est le plus bas, et qui par suite est le plus avancé dans son œuvre. C'est ce que M. Gilbert a bien mis en lumière pour les *Mauvaises Terres* du sud-est de l'Utah[1].

Lacs de capture. Cols. — Une conséquence assez fréquente des décapitations de rivières est la formation d'un chapelet de lacs au voisinage du coude de capture.

Quand la rivière décapitée de la figure 29 coulait de D en F, le volume de ses eaux était suffisant pour déblayer les alluvions que ses affluents lui apportaient dans la section FGC. Une fois la capture opérée, les cônes de déjection construits en aval de G encombrent le cours de la rivière affaiblie, qui bientôt est impuissante à les disperser. Ainsi se forment des lacs en enfilade.

Par exemple, les lacs de la Haute Engadine sont attribués par

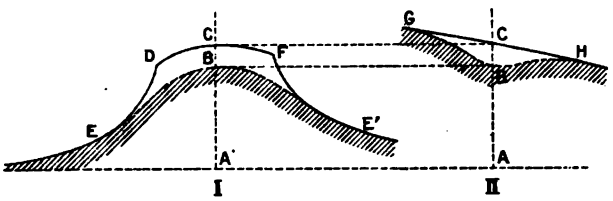

Fig. 31. — Formation d'un col.

M. Hein à l'affaiblissement survenu, dans le débit de l'Inn, à la suite des conquêtes que la Maira ou Mera, tributaire du lac de Côme et favorisée par une pente beaucoup plus rapide, a réussi à opérer dans l'ancienne haute vallée de l'Inn.

Même lorsqu'il ne se produit pas de capture, le fait que deux courbes d'équilibre E,E' (fig. 31) marchent à la rencontre l'une de l'autre, de part et d'autre d'une croupe (figurée en travers sur I par DCF, en long sur II par GCH), entraîne nécessairement l'abaissement de cette croupe; car le profil de la crête séparative ne peut manquer de s'aplatir, par exemple jusqu'en B, sous l'influence du ruissellement pluvial, dont les produits trouvent un écoulement particulièrement facile vers les deux thalwegs. C'est ainsi que naissent la plupart des *cols* en terrain homogène, le profil GBH se substituant à la ligne de pente originelle GCH.

Modifications diverses du réseau initial. — Les phénomènes de capture, la migration des lignes de faîte et les divagations des

1. *Henry Mountains*, p. 140.

confluents ne sont pas les seules vicissitudes auxquelles soit exposé un système hydrographique en voie d'évolution. Il en est d'autres, plus importantes, qui résultent de ce que, à l'origine, le territoire soumis au modelé ne devait pas présenter partout des pentes continues.

S'il s'y trouvait des dépressions, chacune d'elles a dû recevoir sur son fond un lac, dont le niveau s'est établi en conformité du rapport existant entre l'évaporation et l'alimentation par les pluies. La surface de ce lac a formé, pour toute la région tributaire, un niveau de base provisoire. Mais l'existence d'un lac est forcément éphémère. A la longue, la cavité se comble par les alluvions que lui apportent les cours d'eau. Si donc il ne s'agit pas d'une dépression de très grande étendue, capable de se transformer en un désert sous des influences que nous étudierons ultérieurement, le lac finit par déborder en se créant un déversoir. Immédiatement ce déversoir se creuse, l'eau du lac s'écoule par le nouveau canal, et vient se verser dans le réseau hydrographique inférieur. Non seulement l'artère ainsi engendrée doit s'accommoder aux conditions de ce réseau, en se créant un profil d'équilibre par un creusement progressif de l'aval à l'amont, mais le volume d'eau ajouté de cette façon au réseau inférieur peut modifier beaucoup sa puissance et revivifier son activité.

D'ailleurs le débordement du lac ne peut guère manquer d'être accompagné d'une débâcle capable de bouleverser complètement la topographie du territoire sur lequel le phénomène s'accomplit. Plus tard donc, quand toutes les pentes auront été régularisées, on retrouvera dans l'allure du terrain les traces d'un état antérieur plus ou moins oblitéré. En particulier, les anciens lacs se révèleront par des élargissements locaux des vallées, mais où le cours d'eau coulera dans une tranchée plus ou moins profonde, résultat du creusement survenu après la formation du déversoir.

Plaine de débordement. Conditions de pente. — La charge transportée par une rivière finit par arriver dans la partie basse du cours, où la pente, une fois régularisée, ne permet plus en général que le transport du limon et du sable fin. Alors se constitue, par le dépôt devenu permanent des matériaux charriés, une *plaine alluviale* ou *plaine de débordement*, d'autant plus importante que la rivière a eu, pour s'établir, un plus grand travail de creusement à accomplir. Cette plaine fait continuité avec le réservoir, mer ou lac, auquel le fleuve aboutit, et parfois elle empiète sur ce réservoir en y construisant un *delta*, dont il sera ultérieurement reparlé.

Comme c'est la pente qui est le principal facteur du pouvoir mécanique de l'eau courante, c'est par l'inclinaison du lit que peuvent se définir les différents états qui viennent d'être analysés. Une pente supérieure à 2 pour 1000 caractérise tous les cours d'eau *torrentiels*, c'est-à-dire capables d'effets de creusement et de transport notables. Entre 2 et 1 pour 1000, les rivières sont *divagantes*, et déplacent assez souvent leurs alluvions pour n'être pas navigables. Les rivières *stables* sont celles dont la pente varie entre 5 et 1 pour 10 000 [1], et qui, même en temps de crues, ne peuvent déplacer que du menu gravier. Les plaines alluviales des embouchures se constituent d'ordinaire avec des pentes comprises entre 3 et 5 pour 100 000.

Toutefois ces chiffres n'ont rien d'absolu; car le pouvoir d'érosion et de transport varie non seulement avec la pente du lit, mais avec la masse de l'eau en mouvement.

Aplatissement des versants. — Revenons maintenant au profil des versants, tel qu'il s'établit quand la rivière ne remanie plus

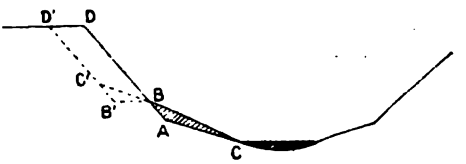

Fig. 32. — Aplatissement des versants.

que ses alluvions. Le talus que le ruissellement pluvial fait naître au pied d'un versant, en ABC (fig. 32), en vient à demeurer stable, prenant à l'extérieur une pente très réduite BC, définie par la limite du pouvoir de transport des eaux qui ruissellent. Alors l'attaque de la surface se poursuit au-dessus de B, par une tranche BDB'D', avec production d'un nouveau talus BC', qui prolonge CB. Par là, le versant s'adoucit peu à peu, sa crête reculant sans cesse, tandis que sa ligne de plus grande pente pivote, en quelque sorte, autour de l'axe du thalweg, en se rapprochant toujours de l'horizontale.

En même temps le profil de la crête doit s'adoucir de plus en plus. Au début, par suite du fréquent éboulement de nouvelles tranches, la crête A (fig. 33), constamment rafraîchie, devait commencer par une véritable arête, origine d'un versant rendu concave

1. Ce dernier chiffre exprime la pente de la Seine à Paris.

par le ruissellement et l'entraînement des matériaux. Quand le pied du versant est définitivement fixé, l'arête A s'émousse, et peu à peu le profil BAD est remplacé par une courbe *convexe* BCD, qui se raccorde en D avec la courbe concave DE. En effet, ce n'est plus que la pluie qui agit entre B et D; et les filets n'y ont pas assez de vitesse pour pouvoir se concentrer. Ils enlèvent seulement les matériaux fins du sol déjà désagrégé, se contentant d'adoucir l'angle A.

De là vient qu'un versant déjà façonné doit comprendre : 1° une partie raide ou *versant debout*, de profil concave; 2° une partie supérieure adoucie ou *versant couché*, de profil convexe. La part de ce versant couché s'accroît constamment aux dépens de l'autre, et quand le pays est complètement modelé, on n'y voit plus guère que des formes convexes. Si l'on distingue la part qui revient

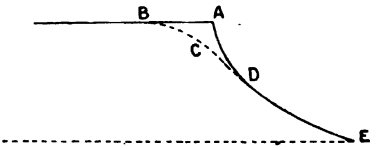

Fig. 33. — Adoucissement des crêtes.

à l'action pluviale lente et disséminée de celle qui correspond à l'effet violent des eaux courantes, on peut dire que ce dernier facteur engendre des profils concaves, tandis que l'action lente détermine des courbes convexes.

L'attaque des versants, dépendant surtout du ruissellement, peut se produire avec une intensité inégale sur les deux flancs de la vallée, s'ils sont placés dans des conditions météorologiques différentes. Ainsi, dans nos pays, les versants regardant à l'ouest sont plus exposés que les autres à l'érosion subaérienne. C'est une nouvelle cause de dyssymétrie du profil en travers, qui vient s'ajouter à celle résultant des sinuosités du cours d'eau.

Aplatissement final. — Quoi qu'il en soit, l'*aplatissement progressif des versants*[1] apparaît comme le terme nécessaire du travail de l'érosion. En théorie, cet aplatissement n'a pas de limite; car aussi longtemps qu'il tombera des averses, celles-ci conserveront la faculté d'entraîner les particules fines à la surface d'une pente tant soit peu sensible. Mais en fait, le résultat peut être considérablement retardé par la végétation, qui prend généralement posses-

1. *Les formes du terrain*, p. 20.

sion des pentes devenues à peu près stables, où elle diminue et parfois supprime la facilité d'entraînement du sol.

En résumé, au bout d'un temps suffisamment long, le territoire soumis à l'érosion finira par être sillonné de thalwegs, n'offrant une pente sérieuse qu'au voisinage immédiat de leur origine; et de l'un à l'autre il ne devra subsister, par suite de l'aplatissement des versants, que des ondulations sans importance. D'ailleurs les crêtes presque verticales qui, à ce moment final, domineront la naissance des thalwegs, et qui seules feront encore sur l'ensemble une saillie notable, seront elles-mêmes attaquées par la pluie, la neige, la gelée et le vent. Elles ne pourront manquer de s'ébouler à la longue, et, en dernière analyse, tout le bassin du cours d'eau devra être aplani. Dans le cas où nous nous sommes placés, en raison du peu de consistance des matériaux de la région, l'aplanissement sera complet, engendrant une véritable *plaine*, parcourue par des rivières au cours incertain. A peine quelques parties, un peu plus résistantes ou mieux protégées par la végétation, demeureront-elles par places, en monticules aux contours adoucis. Quant à l'altitude très progressivement croissante de la plaine, elle est commandée par le niveau de la mer ou celui du lac dont le cours d'eau est tributaire.

On ne saurait citer de meilleur exemple d'aplanissement que celui du bassin du Mississipi, au moins depuis Saint-Louis jusqu'à l'embouchure du fleuve. Une longue émersion, jointe à l'activité propre de cours d'eau considérables, a si bien réduit le relief primitif, qu'il faut remonter le fleuve principal sur 760 kilomètres pour voir l'altitude s'élever à 60 mètres, et sur plus de 1200 kilomètres pour atteindre la courbe de 300 mètres. Ce qui est encore plus significatif, c'est que, pour s'élever à ce dernier niveau dans une direction perpendiculaire au Mississipi, en allant vers les Montagnes Rocheuses, on doit parcourir au moins 500 kilomètres, ce qui donne pour le bassin une pente transversale inférieure à $\frac{1}{1600}$. Quant à la direction opposée, le parcours de Vicksburg à la côte atlantique de Charleston n'offre, sur 1000 kilomètres, aucune altitude qui atteigne 300 mètres.

Pareil exemple est offert par les plaines de la Russie méridionale, où le sol est aussi plat que le régime hydrographique est nettement défini. Pourtant ni la Russie ni le bassin du Mississipi ne sont des territoires formés d'alluvions récentes. Dans tous les deux, c'est principalement la marche normale de l'érosion qui a dû produire l'effet observé.

Territoires argileux. — De tous les genres de terrains homogènes et peu consistants, ceux qui se prêtent le mieux à l'aplanissement régulier sont les districts argileux. L'eau ne pouvant s'infiltrer dans le sol imperméable, le ruissellement atteint son maximum d'intensité. Les rigoles, dont aucune condition propre à la nature du terrain ne commande le tracé, s'établissent partout où la pente le réclame, en un réseau infiniment ramifié, produisant sur une carte l'effet d'un véritable *chevelu*. La plupart des thalwegs secondaires n'ont d'ailleurs d'eau qu'en temps de pluies. La nature ébouleuse des argiles exige que les parois des vallons aient très peu de pente. Chaque progrès du creusement entraîne donc la descente en masse de tous les versants. Assurément cette descente n'est pas continue; elle comporte des saccades, chaque paquet de terrain qui s'éboule pouvant produire sur la déclivité un ressaut momentané dans la ligne de pente. Mais ces accidents se régularisent par la suite, et la région, toujours doucement ondulée, arrive sans obstacle à la condition de plaine. Cette plaine est raccordée avec le niveau de base par de grandes nappes horizontales d'alluvions vaseuses, chaque averse rendant troubles, par entraînement des matériaux, des eaux qui, jusqu'à la fin, gardent une pente appréciable. Dans un tel district, le profil d'équilibre des cours d'eau doit avoir une courbure plus progressive que dans un autre, et la partie horizontale y est plus courte.

Les sables argileux à grain fin, où le nombre des veines d'argile est suffisant pour contrarier l'infiltration, peuvent encore être cités parmi les formations qui réalisent les conditions qu'on vient d'analyser. L'entraînement des particules étant plus facile, le creusement y marchera plus vite; mais les pentes seront moins continues, le terrain pouvant prendre par moments un talus moins éloigné de la verticale.

Influence des conditions météorologiques. — Pour que le modelé d'un territoire se poursuive jusqu'à la fin dans les conditions qui viennent d'être analysées, il faut évidemment que l'outil de ce travail, c'est-à-dire le pouvoir mécanique de l'eau courante, ne soit pas annihilé par quelque perturbation survenue dans les conditions météorologiques.

Si les précipitations atmosphériques, après avoir été abondantes, viennent à subir une diminution notable, les matériaux désagrégés par les intempéries demeurent sur place, formant un chaos de blocs, sous lequel les traits saillants d'une région peuvent demeurer enfouis. C'est ce qui arrive pour la haute chaîne centrale qui tra-

verse le nord du Tibet. Bien qu'elle s'élève jusqu'à 8000 mètres, l'air est si sec qu'il ne s'y forme pas de glaciers. Les cours d'eau du Tibet septentrional sont gelés pendant une grande partie de l'année, et en été ils ne dégèlent que pendant le jour, de sorte que si cela suffit pour procurer l'écoulement des eaux, nulle part elles n'acquièrent assez de vitesse et de masse pour accomplir des effets de transport. Dans ces conditions, les rides montagneuses apparaissent comme ensevelies sous leurs propres débris. Les vallées s'aplatissent et s'élèvent par l'accumulation constante des matériaux provenant des versants. Telle est l'origine qu'on attribue généralement aux *pamirs*, c'est-à-dire aux vallées encombrées, et à profil transversal adouci, qui caractérisent le grand massif de l'Asie centrale [1].

1. Geiger, *in* Penck, *Morphologie*, II, p. 112. Notons cependant qu'à en juger par les photographies rapportées de la région, les vallées pamiriennes accusent nettement une action glaciaire antérieure. — Il convient de rappeler que M. de Richthofen a été le premier à signaler la condition spéciale dans laquelle sont placés les pays où les eaux courantes sont impuissantes à entraîner les produits de la désagrégation du terrain.

CINQUIÈME LEÇON

INFLUENCE DES CONDITIONS GÉNÉTIQUES SUR LA MARCHE DU MODELÉ

Conditions qui modifient la marche du modelé. Influences génétiques. — Lorsque le territoire en voie de modelé s'éloigne plus ou moins des conditions de simplicité que nous avons précédemment admises, deux sortes d'influences se font jour, qui modifient à des degrés divers la marche normale de l'érosion par les eaux courantes.

Les unes, auxquelles on peut donner le nom de *génétiques*, dérivent de la genèse même du terrain, c'est-à-dire de la nature et du mode de formation des masses minérales qui le composent; les autres, qu'il convient d'appeler *tectoniques*, ont leur source dans les dislocations que l'écorce a subies postérieurement à la première constitution du territoire considéré. Les unes et les autres peuvent être groupées sous la commune dénomination d'*influences structurales*.

Le premier effet de ces influences est d'introduire dès le début, dans l'évolution du réseau hydrographique, une cause de variabilité qui n'existait pas avec un territoire homogène et meuble. En effet, quand le sous-sol n'offre par lui-même aucune action directrice, les conditions de pente et de relief, sous lesquelles la surface originelle se présente au début du modelé, suffisent à déterminer le tracé des premiers cours d'eau. Ceux-ci approfondiront leurs lits par la suite, mais il n'y a aucune raison pour qu'ils les abandonnent, en dehors des cas de capture que nous avons signalés.

Il en est autrement quand le terrain est hétérogène. En effet, à peine les premiers ruissellements se sont-ils concentrés dans les rigoles indiquées par l'état en quelque sorte géométrique de la sur-

face primitive, que le travail du creusement les met aux prises avec les inégalités de résistance produites, soit par la nature, soit par l'allure des roches rencontrées. De ces inégalités résulte, ici un retard, là une accélération, ailleurs une déviation du travail. De la sorte, l'évolution du réseau devient beaucoup plus compliquée, et ses traits définitifs doivent mettre bien plus de temps à se dessiner.

Cela posé, pour nous borner d'abord aux principaux types d'influences *génétiques*, il y a lieu de distinguer successivement : les *terrains d'origine sédimentaire* ou *stratifiés*, ceux d'*origine éruptive* ou *massifs*, enfin les *dépôts glaciaires*.

Massifs calcaires fissurés. — Nous commencerons par examiner le cas des terrains stratifiés et homogènes qui ne sont pas meubles de leur nature, et pour prendre de suite l'exemple le plus opposé à celui que nous avons antérieurement considéré, nous supposerons qu'il s'agisse d'un massif calcaire où la roche soit compacte, mais traversée par des *joints* ou *diaclases*. Ces joints peuvent résulter, soit du retrait de la roche par dessiccation, soit des mouvements en masse du terrain, et il s'y ajoute les fentes horizontales que peuvent engendrer les lits de stratification. Le Bassigny et certaines parties de la Franche-Comté en offrent d'excellents types.

Nul territoire ne se prête plus mal à l'établissement d'une courbure continue, tant pour le profil du lit des cours d'eau que pour celui des versants. En effet, dans un pareil terrain, le ruissellement est presque nul, et la plus grande partie de la pluie tombée (et non enlevée par évaporation) trouve à s'infiltrer dans les fissures du calcaire. Au lieu de creuser son lit suivant un profil à courbure très régulièrement adoucie, l'eau courante, utilisant tous les chemins qui s'offrent à elle, descend immédiatement, cherchant à atteindre le plus tôt possible le niveau de base. Elle se concentre ainsi dans des canaux souterrains, où elle acquiert un volume notable, emporte à la longue les barrières qui s'opposent à son passage, et sort au jour en un point tel, que de là au débouché définitif il lui reste, dans la gorge principale, juste assez de pente pour triompher du frottement de son lit. Au début, elle coule ainsi entre des murailles verticales dont elle mine le pied. Des éboulements se produisent, encombrant le lit; mais la rivière se gonfle en arrière et finit par vaincre l'obstacle. Ainsi peu à peu la gorge s'élargit et, à la longue, les parois s'adoucissent par la chute du couronnement mal soutenu.

Quand le profil est ainsi régularisé, la courbe d'équilibre se

trouve sensiblement plus aplatie qu'elle n'eût été dans un territoire imperméable. C'est pour ce motif que, dans la figure 34, on voit les courbes des affluents de la Garonne, d'abord celle du Lot, puis celles du Tarn et de l'Aveyron, passer *sous* la courbe du cours d'eau principal, dont le bassin propre, en bonne partie imperméable, ne renferme rien d'analogue à ces plateaux des Causses que traversent les trois autres rivières. Au contraire, la Dordogne,

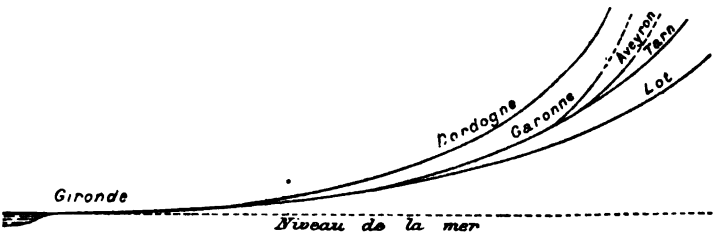

Fig. 34. — Profil des principaux affluents de la Garonne (d'après MM. de la Noë et de Margerie).

sur laquelle prédomine l'influence du massif central de la France, est représentée par un profil plus concave que celui de la Garonne.

La section des vallées, dans les calcaires fissurés, n'est plus un V. Elle affecte la forme trapézoïdale d'une auge, et même il

Fig. 35. — Profils de vallées à versants perméables.

n'est pas rare que les cours d'eau principaux coulent sur un fond *convexe*; car ils apportent quelquefois, dans leurs crues, des alluvions qui se déposent tout contre le lit, en exhaussant les berges, tandis qu'aucun dépôt de ruissellement provenant des parois ne peut plus parvenir au thalweg; si bien que la rivière en arrive parfois à couler sur le point le plus haut du fond de la vallée (fig. 35).

Il est clair que, dans de telles conditions, l'aplatissement des versants ne peut progresser qu'avec une lenteur extrême par la seule érosion subaérienne. A la vérité, l'érosion souterraine peut alors intervenir et faire naître des vides intérieurs, que les eaux cachées agrandissent, d'où résultent des éboulements et des effondrements de la surface.

Un bassin de ce genre ne peut offrir que des cours d'eau assez espacés; car chacun d'eux exige la concentration préalable, par cheminement souterrain, des pluies tombées sur une grande superficie. En revanche, les rivières qui ont réussi à s'établir ont un débit sérieux et, de plus, très constant; car les variations du régime météorologique ne se font sentir que lentement sur les réservoirs intérieurs des sources. L'eau est généralement limpide, même pendant les crues, qui sont progressives et durent longtemps.

La constance que nous venons de signaler est cependant en défaut dans les pays où le sol recèle des cavités importantes, qui permettent l'arrivée rapide des produits de la pluie. Ainsi, à Padirac, les variations du débit de la rivière souterraine suivent, avec vingt-quatre heures de retard, celles de la précipitation atmosphérique [1].

Quelquefois, sur le lit d'une rivière en calcaire fissuré, l'eau trouve à s'engouffrer en tout ou en partie. C'est ce qui arrive dans le bassin de la Seine pour l'Iton, qui reparaît plus loin à un niveau inférieur. C'est à une *perte* partielle de ce genre qu'on attribue la source du Loiret, alimentée, à ce qu'on croit, par une dérivation souterraine de la Loire à travers les calcaires de la Beauce. Mais il est des cas où l'eau perdue ne revient ni à la vallée, ni même au bassin d'où elle est originaire. Par exemple, près d'Immendingen en Souabe, le Danube perd une partie de ses eaux qui va rejoindre la source de l'Aach, affluent du lac de Constance, et se trouve ainsi *capturée* au profit du Rhin [2].

Le type des pays de calcaire compact fissuré est le *Karst* ou *Carso* de la Carniole et de l'Istrie. Les phénomènes de disparition des rivières y sont si fréquents, et jouent un tel rôle dans le paysage, qu'il nous paraît convenable de réserver la description de cette région pour le chapitre de l'érosion souterraine. Disons seulement que, par le fait de ces engouffrements, le travail extérieur des eaux courantes est presque partout entravé, de sorte qu'on peut dire que la caractéristique d'un tel pays est que le modelé en est *inachevé*, la plupart des vallées secondaires n'étant qu'ébauchées.

Les Causses du midi de la France ne sont pas moins typiques comme territoires de calcaires fissurés. Même on peut les considérer comme réalisant les conditions propres à ce genre de forma-

1. Martel, *Annales des Mines*, juillet 1896. — 2. Knop, *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1878, p. 350.

tions avec plus de netteté que le Karst, région plissée et disloquée, où les influences tectoniques ont été beaucoup plus actives, et ont superposé leurs effets à ceux résultant de la nature du terrain. Il est à remarquer seulement que le régime hydrographique des Causses est en grande partie déterminé par le massif cristallin imperméable des Cévennes et du Gévaudan, contre lequel s'appuie le plateau calcaire, et qui lui envoie des cours d'eau déjà importants. Autrement le pays tout entier ne serait qu'un désert de pierres, comme sont toutes les parties situées entre deux vallées, avec leurs gouffres ou *avens* où se perdent les eaux de pluie.

La plupart des calcaires compacts abandonnent, par dissolution, une petite quantité d'argile, qui rougit à l'air par la suroxydation du fer. On attribue à cette cause la terre rouge (*terra rossa* de la Carniole), qui remplit plus ou moins des poches superficielles sur les affleurements de ce genre. Cette terre suffit pour les besoins de la végétation forestière. Mais si, par d'imprudents déboisements, on la met à nu, le vent l'emporte et le pays se transforme en désert.

Lapiez. Apparences ruiniformes. — Après avoir indiqué l'al-

Fig. 36. — Coupe transversale à la direction des rigoles dans le Karrenfeld de la Silbernalp (Suisse).

lure du réseau hydrographique en pays de calcaire fissuré, il convient d'examiner comment se comporte le modelé de la surface.

Les calcaires sont rarement homogènes, et résistent inégalement à l'action, à la fois mécanique et chimique, des eaux de pluie. Aussi les veines les moins dures se creusent-elles plus vite que les autres, ce qui, dans les pays de montagnes où le ruissellement est énergique, engendre des rigoles plus ou moins sinueuses, étroites et profondes. Ces rigoles courent en grand nombre à la surface de l'affleurement et sont séparées par des arêtes étroites, parfois tranchantes. On les connaît dans les Alpes françaises sous le nom de *lapiez* ou *lapiaz*, en Allemagne sous celui de *Karren*, d'où le nom de *Karrenfelder* donné aux surfaces qui présentent cette apparence. La profondeur des rigoles devient quelquefois considérable et leur profil peut être extrêmement déchiqueté, comme le montre la figure 36.

Fig. 37. — La porte de Mycènes à Montpellier-le-Vieux (dessin du Club alpin, communiqué par M. Martel).

Fig. 38. — Le Rocher du Ragol, dans les Causses.

C'est à cette résistance inégale vis-à-vis de l'altération subaérienne que les affleurements calcaires et dolomitiques doivent de revêtir si souvent l'aspect *ruiniforme*. Les Causses du midi de la France, et spécialement la localité de Montpellier-le-Vieux, offrent les plus beaux exemples de ce genre d'érosion, qui engendre parfois les apparences les plus extraordinaires (fig. 37, 38). Sur les parois verticales, les parties tendres, s'écaillant sous une masse plus dure qui reste en surplomb, font naître des *abris sous roche* ou des *niches*.

Une condition favorable, pour la production des escarpements déchiquetés et véritablement ruiniformes, est que la roche soit susceptible de *s'égrener* sous l'action de la pluie et du vent. Ce genre de désagrégation est généralement caractéristique des *dolomies*, c'est-à-dire des roches où domine le carbonate double de chaux et de magnésie. C'est donc dans les pays dolomitiques qu'on trouvera les meilleurs exemples de ce mode d'érosion, qui donne lieu à des formes d'autant plus bizarres que ces roches sont en général dépourvues de stratification.

On peut s'en assurer, soit dans le magnifique massif des dolomies du Tyrol, soit dans la classique région des Causses, si bien décrite par M. Martel[1], par exemple à Mourèze, soit dans la partie où la vallée de la Meuse, en aval de Namur, traverse la dolomie cendreuse du carboniférien. En ce point, les escarpements se divisent en une foule de pyramides ou d'aiguilles capricieusement trouées. Néanmoins certains calcaires, massifs et à silex, prennent parfaitement l'aspect ruiniforme. Tels sont ceux du bois de Païolive, près des Vans (Ardèche).

Massifs de calcaires tendres. — Il y a des calcaires qui manquent de compacité, de telle sorte que les joints n'y demeurent pas assez ouverts pour permettre la facile concentration des eaux souterraines. En revanche, ils se laissent, surtout au voisinage de la surface, débiter par une infinité de fissures élémentaires, de sorte que l'infiltration s'y fait par toute la masse. Aussi se comportent-ils un peu à la manière des corps spongieux, et sont pénétrés par de véritables nappes d'eau, moins continues que celles des sables, qui agissent à la façon d'un filtre, mais assez généralement répandues pour s'écouler sous forme de suintements nombreux sur le fond comme au pied des versants. C'est le cas de la craie de Champagne et un peu de celle de Picardie. La faible consistance de la

1. *Les Cévennes*, Paris, 1890.

roche permet l'adoucissement des pentes par entraînement des particules. Mais le ruissellement n'y est pas assez efficace pour empêcher la formation d'un fond plat. Ce fond, où se déverse la nappe d'eau, se montre aussi humide que les versants sont arides, et la tourbe y trouve pour son développement des conditions particulièrement propices. Aussi les rivières de la Champagne se signalent-elles par une bande ininterrompue de bouquets d'arbres, groupés sur leurs bords plats au pied de côtes absolument dénudées.

Dans les vallées principales, où la rivière apporte des alluvions lors des crues, ces alluvions demeurent sur les berges, qu'elles exhaussent. Au contraire, les suintements latéraux engendrent souvent, au pied des versants, de *fausses rivières* (fig. 39), coulant à un niveau inférieur à celui du cours d'eau principal, qu'elles vont

Fig. 39. — Profil de la vallée de l'Ource.

rejoindre à travers mille sinuosités, à une assez grande distance en aval. C'est ce qu'on observe bien, pour la vallée de la Seine, dans toute la traversée de la Champagne pouilleuse.

Sur les sommets de la Champagne crayeuse, l'absence d'une couche résistante a empêché la formation d'une plate-forme, et le pays demeure ondulé; mais ces ondulations très douces, dont les parties culminantes s'arrêtent sensiblement à un même plan, n'enlèvent pas à la contrée le caractère de plaine. Aussi parle-t-on justement des *plaines de Champagne*, pour exprimer l'allure de ce pays, d'autant plus découvert que la végétation y est très rare.

La Normandie, où la craie est beaucoup plus solide, participe davantage du régime hydrographique des pays de calcaire compact, et la proximité du niveau de base maritime y a entraîné le rapide approfondissement de toutes les vallées, dont les versants se maintiennent très raides, en même temps que la surface garde une altitude beaucoup plus uniforme.

La convexité de la partie supérieure des versants est remarquablement accentuée dans beaucoup de pays de craie, qui réduisent par leur perméabilité l'efficacité du ruissellement, en même temps

que la roche se prête mieux que beaucoup d'autres à l'émiettement. De là résulte un genre de paysage très caractéristique, spécialement développé dans le sud de l'Angleterre, où les croupes convexes qui séparent deux vallons secondaires sont connues sous le

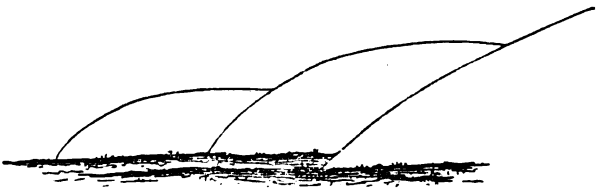

Fig. 40. — Profil des Downs en Angleterre.

nom de *downs*. Il arrive souvent que la convexité se poursuive du haut en bas du versant (fig. 40). Il suffit pour cela qu'un cours d'eau puissant soit venu balayer les rares éboulis qui tendaient à s'accumuler au bas de chaque croupe.

Districts de grès. — Les districts formés de grès sont encore

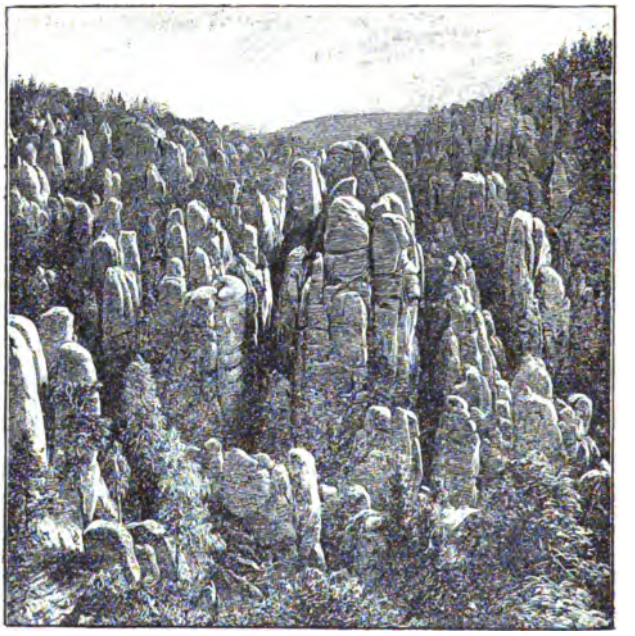

Fig. 41. — Désagrégation en piliers du grès crétacé (quadersandstein) de Bohême. — Dessin de Varrone, emprunté à la 11e édition du « Leitfaden der Mineralogie und Geologie » de Hochstetter (Vienne, chez A. Hölder).

plus perméables que les massifs calcaires, tant par les fissures

qui les traversent que par la facilité avec laquelle le grès se transforme en sable. On peut citer sous ce rapport la Suisse saxonne, où le grès crétacé, en couches horizontales bien accusées, fréquemment découpées en parallélépipèdes par des joints verticaux à angle droit[1], est profondément entaillé par la vallée de l'Elbe, sur le bord de laquelle se dressent les escarpements si pittoresques de la Bastei. Si le grès, qui n'est pas soluble, se prête moins bien que le calcaire à l'élargissement des fentes, de sorte qu'il s'y fait rarement une circulation souterraine, en revanche l'inégale dureté de la roche et sa facile désagrégation en sable la rendent beaucoup plus sensible à l'action du vent. Il en résulte que les pays de grès, tels que la Suisse saxonne, le nord-est de la Bohême et le Colorado, abondent en paysages ruiniformes, piliers isolés (fig. 41), arcades naturelles, parfois même en petites cavités superficielles arrondies. Toutefois la désagrégation se faisant surtout le long des fissures et des lits de stratification, les formes des rochers de grès sont toujours moins capricieuses et moins fantastiques que celles des dolomies.

D'autre part, le grès n'étant pas soluble, les parties dures résistent mieux aux intempéries. Aussi les *mers de rochers* sont-elles beaucoup plus fréquentes dans les pays de grès que dans les territoires calcaires.

Sur les grès tendres, comme le grès bigarré de la Lorraine, le haut des versants offrira une convexité tout à fait semblable à celle des terrains crayeux.

Terrains hétérogènes. Division des cours d'eau en tronçons. — Arrivons maintenant aux terrains hétérogènes non disloqués, lesquels sont formés par la superposition de couches horizontales de nature diverse. La dureté des strates, ou du moins leur résistance à l'affouillement, peut être très inégale, ce qui fait que le travail du modelé se poursuivra dans chacune d'elles avec des vitesses et sous des formes différentes.

Un cours d'eau qui doit les entamer successivement est condamné à n'acquérir que très tard son profil d'équilibre continu. La courbe du lit s'établit aisément dans les parties tendres ; mais elle subit un ressaut brusque, sous la forme d'une cascade, à la rencontre des couches résistantes. Autant il y aura de ces dernières, autant, durant la période d'établissement, le lit fluvial comportera de tronçons successifs, dont chacun prendra, pour niveau de base

1. D'où le nom de *grès à pierres de taille* ou *Quadersandstein*.

momentané, celui de la couche résistante sous-jacente. En même temps les seuils reculent progressivement. L'eau qui s'y déverse entraîne des graviers et des pierres, qui usent le seuil par frottement. A la vérité, les rigoles ainsi formées ne s'approfondiraient en roche dure qu'avec une extrême lenteur. Mais le travail est considérablement accéléré par l'effet des fentes qui traversent presque toujours les couches résistantes. L'eau, en s'y précipitant, exerce

Fig. 42. — La cascade de la Rue (photographie de M. Boule).

sur les parois un effet de pression et d'affouillement, qui s'ajoute à celui des matériaux transportés. De gros galets, une fois logés dans ces fentes, tourbillonnent et perforent la roche, où ils creusent des *marmites de géants*. Ainsi peu à peu la couche dure se débite.

Cet effet se produit même dans les roches les plus résistantes, telles que le granite. Ainsi, sur la figure 42, qui représente la cascade de la rivière de la Rue, près de Bort (Corrèze), on voit, dans la partie droite du dessin, la paroi granitique compacte entamée, à deux niveaux différents, par des échancrures en entonnoir qui sont certainement les restes d'anciennes marmites. Ces trous marquent les étapes successives du creusement à travers le barrage de roche dure.

Cascades. — Mais ce qui est surtout efficace, c'est le *sapement* qui s'opère à la base des seuils, au pied des cascades. Les terrains plus tendres, sur lesquels repose la couche dure, sont minés par le progrès du profil d'aval, et le seuil, déchaussé, amené en surplomb, se brise en s'écroulant. La cascade recule et, avec le temps, se transforme en *rapides*, destinés eux-mêmes à disparaître par l'usure des blocs demeurés en saillie.

Le plus remarquable et le mieux étudié parmi les exemples de cascades est celui du Niagara, où une masse d'eau, évaluée à 10 000 mètres cubes par seconde, se précipite en un seul jet de 47 mètres de hauteur. A l'origine, la rivière, émissaire du lac Erié, coulait pendant 30 kilomètres sur une plaine constituée par une plate-forme de calcaire silurien, en couches sensiblement

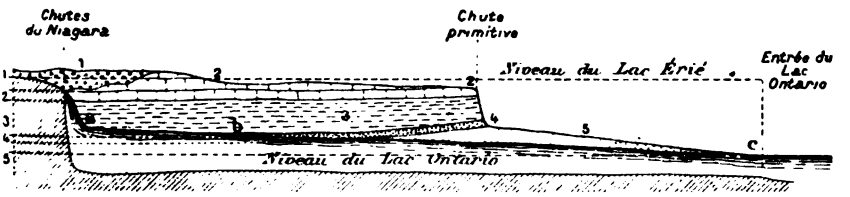

Fig. 43. — La gorge du Niagara, d'après M. Spencer. 1, terrain glaciaire; 2, calcaire du Niagara; 3, schistes; 4, 5, grès de Clinton et de Medina; abc, surface du cours d'eau.

horizontales. A Queenstown, la plate-forme prenant fin par un escarpement qui domine de 80 mètres le niveau actuel du lac Ontario, la rivière se précipitait en cascade et allait rejoindre le lac, situé à 13 kilomètres de distance. Mais la couche calcaire n'avait guère que 15 mètres d'épaisseur (fig. 43) et reposait sur des schistes, interrompus seulement vers le milieu par de minces couches de calcaire ou de grès. Le pied de la cascade étant constamment miné, le couronnement calcaire s'écroulait; ainsi peu à peu la chute a reculé, si bien qu'aujourd'hui la rivière coule, avant Queenstown, au fond d'une gorge large de 300 à 450 mètres, et dont la longueur dépasse déjà 11 kilomètres.

Le recul de la chute, dans les 48 dernières années, a été d'environ 1 m. 30 par an; et si l'on s'en tenait à cette donnée, on pourrait conclure que 8500 ans ont été nécessaires pour le creusement de la gorge actuelle. Mais en réalité les choses paraissent avoir été plus compliquées. D'une part l'épaisseur du seuil calcaire augmente constamment de l'aval à l'amont, par suite d'un léger plongement des couches, en sens inverse du cours de la rivière. A de certains moments, cette épaisseur a pu atteindre 40 mètres.

D'autre part, comme M. Spencer[1] a cherché à l'établir, il y aurait eu, depuis le début, des changements notables, tant dans l'altitude du lac Ontario que dans le volume débité par le Niagara, sans parler de mouvements propres du sol durant la période du creusement. Ce qui est certain, c'est qu'à 1200 mètres en aval de la chute actuelle, la profondeur de l'eau est de 57 mètres, c'est-à-dire que le fond du lit est à 25 mètres en contre-bas du niveau du lac; et à son entrée dans ce dernier, la rivière a près de 30 mètres de profondeur.

Pertes de rivières. Lacs de barrages rocheux. — Un cas particulier du creusement des seuils produit une disparition momentanée des rivières. Tantôt une fente bien ouverte a permis à l'eau de gagner de suite un niveau inférieur, et le courant chemine ainsi au fond d'une gorge assez étroite pour que les parois en surplomb empêchent d'apercevoir l'eau courante; tantôt le creusement, opéré par le tourbillonnement des galets transportés, finit par atteindre par places, à la base d'une couche dure peu épaisse, un lit plus tendre, où l'eau réussit à creuser un canal en partie souterrain. Ce dernier cas[2] paraît être celui de la Perte du Rhône (fig. 44), dont le couloir subit encore, de nos jours, des changements rapides et considérables[3].

Naturellement la traversée d'un seuil correspond à un étranglement de la rivière en ce point. Par contre, il y a accumulation des eaux en arrière de l'obstacle, élargissement de la vallée, et, d'ordinaire, formation d'un lac temporaire, qui se videra quand le barrage rocheux sera emporté. Aussi peut-on dire que le grand nombre des lacs et des chutes d'eau caractérise les débuts d'un régime hydrographique en terrain hétérogène, tandis que plus tard les accidents de ce genre se trouveront relégués dans les parties hautes du cours.

Quand le régime d'équilibre sera établi, l'ancien état de choses se révélera encore à la succession plusieurs fois répétée, dans une même vallée, de parties élargies, correspondant aux roches tendres, et d'autres étranglées, marquant la traversée des couches résistantes.

Terrasses. Deltas torrentiels. — Une conséquence forcée des arrêts temporaires que subit le creusement en amont des seuils est la production de *terrasses* sur les flancs de la vallée. Ces terrasses peuvent résulter, soit du dépôt prolongé des alluvions sur les

1. *American Journal* [3], XLVIII, p. 455. — 2. *Les formes du terrain*, p. 49. — 3. Général Bourdon. *Bulletin de la Soc. de Géographie*, 1895.

parties horizontales des lits étagés, soit de ce que la résistance des seuils a déterminé en arrière la formation de lacs provisoires. Dans ce cas, la stagnation des eaux d'un lac à un niveau déterminé arrête à cette hauteur tous les affluents torrentiels, dont les dépôts forment un cordon régulier à cette altitude.

Les terrasses de graviers engendrées par ce dernier procédé

Fig. 41. — Le couloir du Rhône en amont de la Perte; photographie prise en déc. 1892 par le général Bourdon [1].

sont de véritables *deltas torrentiels* qui se distinguent des alluvions fluviales ordinaires par deux caractères : le premier est l'inclinaison, généralement assez forte (20 à 30 degrés), des couches de gravier, inclinaison résultant de ce que la vitesse des eaux torrentielles est brusquement amortie à leur arrivée dans l'eau

1. Le cliché de cette photographie a été obligeamment communiqué, avec l'autorisation de l'auteur, par la Société de géographie.

tranquille du lac. De cette façon, la charge de cailloux entraînés est jetée tout d'un coup dans cette nappe, où elle forme un remblai immergé, dont le talus en éventail s'accroît sans cesse par de nouveaux placages. Le second caractère, encore plus décisif, est la présence du *couronnement horizontal de gros cailloux* qui surmonte les couches inclinées du delta. En effet, à mesure que ce dernier gagne du terrain sur le lac, le lit du torrent s'allonge, et dans cette nouvelle portion, dépourvue de pente sensible, les eaux n'ont plus la force de charrier des cailloux de grosses dimensions. C'est pourquoi ceux-ci se déposent, cette fois en un cordon horizontal, sur le terrain conquis, tandis que les matériaux moins lourds vont accroître le delta sous-lacustre.

Si plus tard le niveau du lac vient à baisser, le delta apparaît au jour; et aussi longtemps que l'érosion pluviale le respecte, il laisse voir, comme marque d'origine, le couronnement de galets qui marque avec certitude l'ancien niveau de l'eau. C'est par l'emploi de ce criterium que, dans les alluvions du quartier des Tranchées, à Genève, M. Colladon a pu reconnaître un delta lacustre, formé à une époque où le lac Léman se tenait à 29 ou 30 mètres plus haut que son niveau actuel.

A côté de ces terrasses d'alluvions, il en est d'autres, que dessine sur un versant l'affleurement d'une roche dure, aplanie et rabotée en haut sur une certaine étendue. Le cours d'eau, avant la rupture d'un seuil, a longtemps coulé sur un fond de roche dure, l'usant et le dressant par le frottement des pierres et du sable. Plus tard il a réussi à descendre à un niveau inférieur, ne laissant subsister de l'ancien fond aplani qu'une bande latérale plus ou moins étroite. Il est rare qu'une certaine épaisseur d'alluvions ne soit pas restée au-dessus des terrasses de cette espèce. Elles deviennent alors des témoins irrécusables des étapes du creusement, et ne doivent pas être confondues avec les gradins qu'engendre souvent, sur un versant, la saillie formée par l'affleurement des roches les plus dures.

Cas divers de rupture de pente. — Il arrive souvent que les brusques ruptures de la pente, dans les thalwegs, soient produites non par la rencontre d'un seuil résistant, mais par la substitution d'une roche fissurée à une argile.

Ainsi, dans le Limousin, l'espace occupé par les argiles bariolées du permien donne lieu, vu l'imperméabilité du sol, à une topographie très effacée. Mais aussitôt qu'au-dessous du permien apparaissent les schistes ardoisiers primaires, divisés en une mul-

titude de feuillets presque verticaux, les vallons s'approfondissent en un clin d'œil, et de véritables abîmes, comme celui que franchit le viaduc de Vignols, se substituent inopinément au paysage monotone qu'on avait traversé jusqu'alors.

Il est vrai que, dans ce cas particulier, c'est la stratification verticale des schistes, autrement dit une influence tectonique plutôt que génétique, qui est la cause principale du changement d'allure. Mais il est des cas où ce changement se produit sur des couches non dérangées. Ainsi dans le Valois, aussitôt qu'affleurent les masses résistantes et fissurées du calcaire grossier, on voit s'enfoncer rapidement et devenir extrêmement étroits les vallons qui avaient commencé à se dessiner, par de douces ondulations, sur les marnes supérieures au calcaire. Ainsi encore, dans la Haute Normandie, l'argile à silex, parfois épaisse de 35 mètres, imprime à la partie supérieure du pays le caractère ondulé des régions imperméables. Mais à peine les thalwegs ont-ils touché le soubassement crayeux qu'on voit se dessiner des vallées aussi profondes qu'étroites.

La succession d'une pente rapide à une inclinaison modérée peut encore se produire en l'absence de tout seuil rocheux proprement dit, quand le cours d'eau, supposé torrentiel, vient à traverser une couche susceptible de fournir, par l'éboulement des parois, des blocs qui encombreront le thalweg. C'est le cas de l'Enns, qui après avoir coulé, du col de Mandling à Admont, dans une large vallée, avec une pente inférieure à 2,7 pour 1000, prend tout d'un coup, dans le défilé du Gesäuse, jusqu'à Hieflau, une pente de 6 pour 1000, et cela uniquement à cause des blocs tombés des versants dans le lit de la rivière. C'est aussi ce qui arrive à l'Adige pendant la traversée de l'ancien éboulement des Lavini di San Marco [1].

De la même façon, la Saône qui, de Verdun sur Doubs à Saint-Bernard près de Villefranche, coule à travers l'ancien lac de la Bresse avec une pente de 1 pour 25 000, prend tout d'un coup, entre Saint-Bernard et l'île Barbe, une pente de 1 pour 4000, parce qu'alors il lui faut non seulement franchir l'éperon du Mont d'Or lyonnais, mais triompher de la résistance offerte par les cailloux que divers affluents ont amenés dans cette section.

Modelé des versants hétérogènes. — Dans les terrains hétérogènes, le profil des versants ne peut plus être continu. Les couches

1. Penck, *Morphologie*, I, p. 331

dures y demeurent en saillie, formant autant de gradins qui ne s'écroulent que par portions, à mesure que leur base est minée. Suivant la composition du terrain, toutes les variétés de profil en travers pourront se rencontrer.

Parmi les cas les plus fréquents, il faut mentionner celui d'une vallée ouverte dans une puissante assise de peu de consistance, argileuse ou marneuse, couronnée par une couche dure, de grès ou de calcaire, à laquelle l'effort des influences subaériennes s'est arrêté, de sorte qu'elle forme la surface générale du sol. Cette couche dure, à sa rencontre avec la vallée, est minée par les infiltrations et la gelée, qui attaquent son support et la laissent en surplomb. Alors elle s'écroule par gros blocs, et apparaît tranchée à pic sur toute son épaisseur, avec l'aspect d'une véritable muraille, qui couronne les versants et les limite rigoureusement par des arêtes linéaires. Tels sont les escarpements si caractéristiques que le *calcaire à entroques* forme au sommet de tant de versants de Franche-Comté ou de Bourgogne, où il dessine comme un rempart élevé de main d'homme [1], et en général assez démantelé pour qu'on puisse lui appliquer l'épithète de *ruiniforme*. Un grand nombre de quartiers de rocher, gisant sur le talus argileux, au-dessous de la muraille lézardée en plus d'un point, attestent que l'escarpement est formé et entretenu par les éboulements résultant de l'affaiblissement progressif du support.

Il est à remarquer que ces amas de blocs épars sur les pentes se rencontrent surtout dans les vallons secondaires, où leur abondance pourrait autoriser quelque illusion sur la rapidité avec laquelle la crête se dégrade. Cela tient à ce que, dans les vallées principales, la force des eaux a généralement suffi pour débiter et entraîner la plus grande partie des éboulis au fur et à mesure du creusement. C'est pour cette raison que les gros blocs de grès de Fontainebleau, jonchant les pentes de la forêt et des contreforts voisins, sont surtout abondants là où il n'y a pas de cours d'eau. Ces blocs proviennent de l'éboulement d'une plate-forme de grès qui couronne le plateau, surmontant la masse des sables. Après leur chute, la dimension de ces blocs les a protégés contre le ruissellement pluvial, et ils n'ont pu que descendre sur place, à mesure que les vallons s'approfondissaient par l'entraînement du sable, sans être exposés, comme dans la vallée principale, à l'action irrésistible de grandes masses d'eau.

1. Cette apparence est bien accusée sur le plateau d'Alise-Sainte-Reine ou Mont Auxois.

Profil des versants. — Dans un terrain formé de couches horizontales ou très peu inclinées, le raccordement des versants avec les surfaces culminantes se fera de diverses manières.

Nous venons de parler du cas où un couronnement dur forme les sommets, donnant lieu à des crêtes parfaitement accusées, qui sont les lignes terminales d'un escarpement abrupt (fig. 45). La netteté avec laquelle cet escarpement se maintient dans les régions de calcaire à entroques tient à ce que les infiltrations qui se produisent à son pied délayent l'argile sous-jacente et provoquent de temps en temps des éboulements. C'est parce qu'une action de ce genre fait complètement défaut dans la région des sables de Fontainebleau, que la plate-forme gréseuse ne dessine pas d'affleurement continu visible. Elle ne se révèle que par les

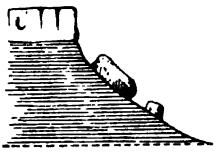

Fig. 45. — Versant meuble avec couronnement dur.

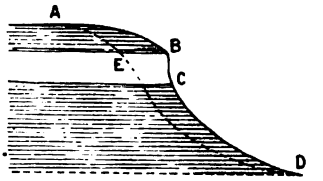

Fig. 46. — Adoucissement de la pente d'un versant.

blocs qu'elle a abandonnés sur les pentes, à mesure que se façonnaient les versants.

Si une couche solide vient s'interposer, près du sommet du versant, entre deux assises faciles à dégrader, le profil, durant la phase de creusement, s'établira (fig. 46) suivant ABCD, et il y aura séparation tranchée entre le *versant debout* BD, et le *versant couché* AB, l'escarpement BC venant s'interposer entre les deux courbes. Mais plus tard, les influences atmosphériques, s'exerçant seules, dégraderont la protubérance BC, et le profil final comportera une partie franchement convexe AE, prolongée en bas par un talus concave ED. Il en résultera un profil analogue à celui des *downs*. Du reste, la forte convexité de ceux-ci tient souvent à ce que la partie supérieure est formée par une craie plus dure, couronnant la craie marneuse qui affleure sur les versants inférieurs. Mais cette condition n'est pas nécessaire, et le seul fait que les influences atmosphériques s'exercent seules, sans formation de rigoles, entraîne dans tout terrain homogène le raccordement par courbe convexe du versant avec la plate-forme.

Seulement cet adoucissement de la courbe, par atrophie de l'es-

carpement en roche dure, a lieu principalement sur les versants où l'action pluviale est seule à s'exercer. Dans les thalwegs, où persiste, sinon le creusement, du moins l'enlèvement rapide des matériaux, l'escarpement se maintient. De là vient que beaucoup de vallons débutent, en amont, par une falaise en forme de petit *cirque*. C'est ce qu'en Bourgogne on appelle un *bout du monde* [1], parce que, parvenu en ce point après avoir remonté le fond du vallon, il est généralement impossible d'en sortir autrement qu'en revenant sur ses pas. Du reste, pour être plus persistante que le profil primitif des versants, cette structure n'est pas moins destinée,

Fig. 47. — Coupe d'un hachem (d'après M. de Larminat).

à la longue, à subir l'inévitable loi de l'adoucissement du relief.

Ici doit être mentionnée une intéressante structure, celle des cirques ou *hachem* de Tunisie [2].

Un *hachem* est un cirque formé par une ceinture de petits

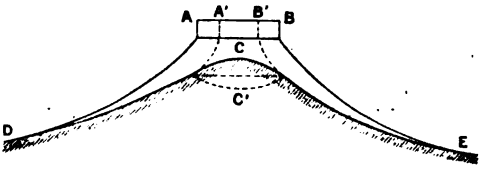

Fig. 48. — Genèse d'un hachem.

cônes, généralement situés sur le prolongement d'un éperon d'une falaise voisine, dont le couronnement est fait de roche dure. Les pentes les plus raides de ces cônes, *ii* (fig. 47), sont tournées vers l'intérieur et laissent voir sur les bords des fragments de roches dures. Les pentes extérieures *e* sont également d'éboulis durs, tandis que sur le fond *f* on n'aperçoit que des couches tendres à surface unie. Voici comment M. de Larminat a expliqué cette structure :

Un éperon de la falaise (fig. 48) avait primitivement la section DABE, AB étant la couche dure qui protégeait les talus plus tendres. Peu à peu le couronnement AB s'est rétréci, d'abord en

1. *Les Formes du terrain*, p. 94. — 2. De Larminat, *Annales de Géographie*, 1896, p. 401.

A'B', ses débris tombant à l'extérieur, jusqu'à ce que le sommet tendre C affleurât à découvert. Peu à peu, l'érosion continuant son œuvre, et ayant plus d'action sur le milieu peu résistant que sur les éboulis durs des bords, ce milieu se serait creusé en C'.

Rideaux. — Bien que la destinée finale d'un versant hétérogène soit de présenter un profil à courbure adoucie, cette régularisation peut être très lente à s'accomplir. Longtemps les affleurements durs tendront à former des ressauts plus ou moins brusques. Or il arrive souvent que la culture exagère ces inégalités, en régularisant leur pied par le labourage, de manière à conquérir sur le versant une suite de terrasses, où l'on puisse promener la charrue parallèlement au thalweg.

Telle est l'origine des gradins étagés, si abondants au flanc de certains vallons, notamment en Picardie, où on les connaît sous le nom de *rideaux*. Parfois ils se succèdent en si grand nombre, et la largeur de chaque bande labourée est si faible, que le versant prend l'aspect d'un véritable escalier.

Notons seulement que les rideaux peuvent naître autrement que par la mise en évidence des différences de dureté. Si une roche est parcourue par des joints verticaux dans le sens du thalweg (et rien que la poussée au vide peut engendrer des fissures de ce genre dans des terrains peu solides comme la craie), la surface de ces joints offrira des plans de facile division, à l'extérieur desquels le terrain se débitera plus facilement; de sorte que le plan de joint, plus ou moins plaqué de limon, dominera comme une petite falaise la bande de terrain située à son pied, toujours rafraîchi par la charrue.

On voit quelquefois, dans certaines vallées jurassiques de la Lorraine, deux séries de rideaux qui se succèdent à angle droit sur un même versant. Cela se produit quand un versant s'aplatit assez pour que, à une division en bandes parallèles au thalweg, la culture ait pu faire succéder un labourage suivant la ligne de plus grande pente. Dans un cas comme dans l'autre, il s'agit seulement d'inégalités primitives du coteau, que l'homme s'est appliqué à régularisier et qu'il a du même coup accentuées.

Variété du paysage. — Aux détails qui viennent d'être donnés, concernant le profil des vallées, il convient d'ajouter quelques mots sur la variété du paysage dans les terrains hétérogènes à stratification horizontale. Cette variété ne résulte pas seulement de l'allure inégale des pentes. Elle dérive aussi, à un très haut degré, du genre de perméabilité des couches successives.

Toute assise imperméable arrête les eaux qui ont pu s'infiltrer jusqu'à son contact. Elle crée ainsi un *niveau d'eau*, susceptible de se manifester, sur les versants où affleure son support, par des suintements et, dans les points bas, par de petites sources. L'abondance et le caractère particulier de la végétation, notamment l'apparition des peupliers, trahissent d'ordinaire ces niveaux d'eau, tandis que des étangs marquent les surfaces de quelque étendue où la couche imperméable se montre à découvert.

La richesse du paysage, dans l'ouest de la région parisienne, tient à la succession, plusieurs fois répétée, de couches alternativement perméables et imperméables, les dernières retenant les eaux auxquelles les premières ont servi de filtre. De la même façon, dans le Soissonnais, la puissante masse des sables fins dits *nummulitiques* sert de réservoir d'infiltration aux eaux qui alimentent les étangs et les prairies de l'argile plastique sous-jacente.

Une circonstance intéressante est offerte par certains pays, tels que le Vermandois, où le sol, tout entier de craie, porte seulement sur les sommets une couverture de sable glauconieux tertiaire. Ce sable est assez argileux pour retenir les eaux et alimenter des puits. Aussi, dans ce pays, les villages, au lieu de rechercher les vallées secondaires, toutes uniformément sèches, se tiennent-ils sur les hauteurs, et se montrent-ils entourés d'arbres et de vergers, qui font contraste avec l'absolue nudité des versants. D'autres fois, ce sont de beaux bois qui couronnent les sommets; et presque toujours on y retrouve, dans ce cas, des lambeaux d'argile plastique tertiaire, restes clairsemés d'une couverture beaucoup plus étendue à l'origine.

SIXIÈME LEÇON

I

CONDITIONS GÉNÉTIQUES DU MODELÉ DANS LES FORMATIONS ÉRUPTIVES ET GLACIAIRES

Formations éruptives. Cônes et cratères. — Les formations d'origine éruptive apparaissent à la surface à l'état de *cônes* volcaniques, de *coulées* de laves, enfin de *culots* ou *massifs d'injection.*

Les *cônes* sont généralement destinés à une disparition rapide, en raison de la raideur des pentes et du peu de cohésion des matériaux. Ceux-là seuls offrent quelque résistance, qui ont été consolidés par l'épanchement ou l'intrusion de laves, comme c'est le cas à l'Etna. Sur tous les autres, la pluie creuse de profondes rigoles, divergeant à partir du sommet, et séparées par des arêtes qui ne tardent pas à s'ébouler. Le type de ce genre d'érosion existe à Java, où tous les grands cônes, uniquement formés de débris et dépassant parfois 3000 mètres de hauteur, ne sont que des ruines gigantesques, à chaque instant menacées par les pluies équatoriales.

Aussi peut-on dire qu'à défaut d'autres preuves, la fraîcheur des appareils volcaniques suffit pour attester l'âge relativement récent des éruptions qui les ont engendrés. Par exemple, les cratères et les cônes si bien conservés de la chaîne des Monts-Dômes appartiennent à une période sensiblement moins ancienne que les épanchements du Mont Dore. Dans ce dernier massif comme dans celui du Cantal, la plupart des orifices d'éruption ont été oblitérés, et les produits de projection dispersés, partout où ils n'avaient pas été ultérieurement recouverts par une nappe protectrice de lave. Encore y subsiste-t-il quelques vestiges marquant la place des

principales cheminées. Mais, pour des éruptions plus anciennes, ces vestiges font défaut.

Coulées. — Les coulées des volcans actuels ne s'étendent ordinairement que sur des espaces limités. Mais il y a des cas où, en s'ajoutant latéralement les unes aux autres, des coulées ont fini par s'étaler sur d'énormes superficies. C'est ce qui a eu lieu en Islande, mais surtout à l'ouest des Montagnes Rocheuses, où, dans l'Orégon, l'Idaho et les contrées adjacentes, les laves couvrent un territoire plus grand que celui de la France et de la Grande-Bretagne réunies. Alors vraiment il peut être question d'un paysage spécial à cette nature de produits. La coulée basaltique du Snake River, en Idaho, est remarquable entre toutes par l'uniformité de sa surface. Dans les parties où elle n'a pas été ultérieurement disloquée par des failles, c'est une plaine immense, où nulle influence directrice ne se manifeste, et le régime hydrographique y est encore dans l'enfance.

Avec le temps, une coulée de lave se disloque, l'érosion profitant à la fois des différences de compacité et des fissures de retrait pour découper la masse en fragments, dont les plus durs finissent par demeurer isolés. C'est de cette façon que l'ancien manteau basaltique et andésitique du Cantal, formé de grandes coulées juxtaposées, n'a laissé, au voisinage du centre primitif d'épanchement, que des lambeaux plus ou moins découpés. Quelques-uns, comme le Puy Mary, ont pris accidentellement une forme conique, et à voir de loin ces cimes pointues, dominant un territoire qu'on sait volcanique, on se croirait fondé à y reconnaître des cônes d'éruption. Ce ne sont pourtant que des ruines de coulées, isolées par une puissante érosion.

Parmi les laves épanchées à l'air libre, il en est, comme les *cheires* d'Auvergne, dont la surface est absolument chaotique, c'est-à-dire hérissée de blocs déchiquetés, représentant le conflit des scories charriées par une coulée en mouvement. Ces blocs, par les intervalles qu'ils laissent entre eux, facilitent l'infiltration des eaux, de sorte que la cheire garde longtemps ses caractères, n'étant guère exposée qu'à l'altération chimique par les agents atmosphériques. La pellicule ferrugineuse qui peut ainsi se former est d'ailleurs progressivement entraînée par la pluie. Aussi voit-on des coulées, comme celle de Cotteuge, près d'Issoire, qui, après plusieurs milliers d'années, conservent encore toute la fraîcheur de leurs formes.

D'autres coulées ont reçu, des circonstances de leur refroidisse-

ment, une structure de retrait, qui les a divisées, au moins à la base, en prismes ou en colonnes le plus souvent hexagonales. L'érosion, en mettant à nu cette structure, fait apparaître les *orgues basaltiques* et les *colonnades* bien connues, parfois avec obélisques isolés, de certaines contrées volcaniques (fig. 49). Quand les prismes affleurent par leurs tranches, il en résulte une sorte de

Fig. 49. — Colonnades basaltiques de l'île de Mull (Écosse).

pavage naturel, d'apparence cyclopéenne, ce qu'exprime le nom de *chaussée des géants*.

Culots éruptifs et massifs d'injection. Laccolithes. — Beaucoup de roches éruptives n'ont pas vu le jour avant leur consolidation, ayant pris l'état solide, soit dans les profondeurs d'un volcan avant son extinction, soit dans les crevasses souterraines où elles ont été injectées. Elles doivent à ces circonstances une plus grande compacité et, le plus souvent, leur masse est exempte des fissures de retrait qui caractérisent les laves épanchées à l'air libre. Aussi,

avec le temps, l'érosion dispersant les formations plus meubles qui les entourent, ces *culots* apparaissent-ils, demeurant en saillie sur le terrain environnant. Ainsi naissent des *dômes*, des *pics*, parfois même des *aiguilles*.

La figure 50 représente ce qu'on appelle dans la Haute-Loire le *suc* de Monac. C'est un culot de trachyte, que sa résistance a préservé, et qui se dresse à l'ouest du Mont-Chanis, près de Saint-Julien-Chapteuil.

Certains culots d'injection donnent lieu, dans la topographie, à

Fig. 50. — Le « Suc » de Monac (Haute-Loire). — (Photographie de M. Boule.)

des formes particulièrement inattendues. Ce sont ceux que les géologues américains ont qualifiés de *laccolithes*, et qui résultent de l'intumescence d'une lave confinée dans la profondeur, où elle a fait sa place en courbant en dôme, mais seulement dans son voisinage immédiat, les assises sédimentaires encaissantes. Une fois ces dernières dispersées par l'érosion, il reste des massifs plus durs, faisant saillie au-dessus d'un ensemble de terrains à stratification horizontale, avec lesquels ils contrastent singulièrement par leurs contours. La contrée de Piatigorsk, sur le flanc nord du Caucase, en offre de remarquables exemples.

Massifs de granite. — C'est dans la catégorie des injections qu'il convient de faire rentrer les massifs de *granite*, si abondants

au milieu des affleurements des terrains primaires. Leur apparition au jour résulte uniquement de l'érosion, qui a enlevé l'enveloppe sédimentaire au sein de laquelle ils avaient pénétré souterrainement. Ces massifs occupent parfois des surfaces très considérables, où le paysage revêt une physionomie caractéristique. Aussi convient-il d'analyser les circonstances de l'érosion dans de tels districts. Seulement nous nous bornerons à considérer ceux où le granite ne porte pas la trace de dislocations énergiques; car les mouvements orogéniques, en laminant certaines masses granitiques, leur ont souvent imprimé une division en bancs qui les rapproche des roches stratifiées, et dont l'influence mérite d'être étudiée avec celle des phénomènes tectoniques.

Le granite proprement dit est une roche extrêmement compacte; mais les cristaux dont il est constitué résistent très inégalement à l'action atmosphérique. En particulier, le feldspath subit la *kaolinisation*, c'est-à-dire qu'il se transforme en argile par le départ de ses silicates alcalins, changés en carbonates sous l'influence des eaux météoriques. Alors la roche perd sa cohésion et devient une arène, c'est-à-dire un sable grossier, en majeure partie quartzeux. Cette arène forme presque partout, à la surface des affleurements granitiques, une sorte de manteau spongieux, capable d'atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, et d'autant plus apte à subir l'imbibition que l'argile du feldspath décomposé lui constitue un fond imperméable. Aussi les pays de granite comptent-ils parmi ceux où le ruissellement est assez efficace et en même temps assez divisé pour entretenir de nombreux filets d'eau, favorables à la croissance des herbes. Les plus actifs de ces ruisseaux entraînent l'arène, et peuvent mettre la roche vive à découvert. Or c'est en général par écailles concentriques que se fait l'altération du granite, et ces écailles entourent des noyaux très compacts, que le départ de l'arène fait apparaître en blocs arrondis. De là ces accumulations et ces entassements de rochers (fig. 51), parfois en équilibre instable, dont les pays granitiques sont coutumiers, sur tous les versants exposés au ruissellement.

Dans certaines contrées, l'inégale dureté du granite fait que quelques parties se creusent plus facilement que les autres; la pluie et le vent emportent les produits de cette désagrégation; alors naissent en pleine roche de petites cavités arrondies, appelées en Corse *tafoni* [1]. Ailleurs ces excavations deviennent des *écuelles* ou

1. Penck, *Morphologie*, I, p. 214.

chaudières de géants. Ce sont les *tors* ou *rock basins* du granite de Cornouailles. Sur les escarpements verticaux, ce genre d'altération par écailles fait naître des *grottes* et des *niches*. Bien entendu le granite n'a pas le monopole de ces formes, susceptibles de se produire sur les roches dont la dureté varie suivant les points.

L'absence de fentes profondes empêche les eaux de descendre dans la masse du granite, de sorte que là où les influences tectoniques n'ont pas agi, l'encaissement des vallées y est rarement considérable. Les versants, surtout en l'absence de cours d'eau

Fig. 51. — Rochers de granite isolés par l'entraînement de l'arène (Inde anglaise).

importants, ont des formes douces et toujours arrondies, avec un profil convexe qui laisse deviner la roche dure sous-jacente. D'ailleurs le ruissellement n'entraîne guère que du sable, de sorte que les eaux restent limpides, ce qui favorise la production de la tourbe. En même temps ces eaux prennent une teinte noirâtre, due à la présence de l'acide ulmique.

Dépôts glaciaires. — Les caractères des dépôts glaciaires sont d'abord l'absence de stratification, ensuite l'imperméabilité habituelle du mélange confus de boue et de blocs qui constitue les moraines, enfin l'irrégularité des surfaces.

S'il s'agit d'une moraine localisée, comme celles des anciens glaciers alpins, ayant formé un demi-cercle en avant du glacier, elle deviendra, après la disparition de ce dernier, un rempart demi-circulaire ou *amphithéâtre morainique*, faisant face à l'amont.

Sa surface, primitivement inégale, subira bien vite le modelé par l'effet du ruissellement, grâce à la pente des talus. D'ailleurs l'eau courante enlèvera peu à peu les matériaux fins et fera, de l'extérieur de ces moraines, des cailloutis en grande partie stratifiés.

Quand une ancienne moraine est exposée, sur une pente, à un énergique ravinement par les eaux pluviales, les gros blocs protègent la portion qu'ils recouvrent. Ainsi se forment des *pyramides de terre* avec blocs perchés (fig. 52).

C'est sur les dépôts très largement étalés, comme la nappe erra-

Fig. 52. — Les Pyramides de terre de Segonzano (d'après une phot. d'Unterweger à Trente). Cliché communiqué par M. F. Toula.

tique de l'Allemagne du Nord et de l'Amérique septentrionale, que se manifeste l'absence de toute influence directrice dans la surface inégale et mamelonnée du terrain. Aussi le régime hydrographique sera-t-il très lent à s'établir, et de petites mares pourront subsister très longtemps dans les creux originels.

Avec le temps, la matière boueuse qui cimente les blocs erratiques finira par être entraînée, laissant ces derniers sur place. Le sol se trouvera donc jonché de rochers qui n'auront en général aucun rapport avec la composition propre du terrain sous-jacent. C'est ainsi qu'en Auvergne d'anciennes moraines se sont transformées en amas de blocs, souvent désignés dans le pays sous le nom de *cimetière des enragés*.

L'inégalité habituelle de la surface des amas morainiques entraîne

une autre conséquence, qui peut compliquer beaucoup les vicissitudes du régime hydrographique. Chacune des dépressions de cette surface sert de réservoir à un lac, et il peut s'en trouver ainsi un grand nombre, étagés les uns au-dessus des autres, comme c'est le cas en Finlande, ce pays par excellence des lacs d'origine glaciaire.

Les plus petites d'entre ces flaques d'eau sont susceptibles de disparaître en se comblant avec de la tourbe. Mais les plus importantes peuvent, si la pluie est abondante, déborder en se créant des déversoirs; auquel cas le rapide écoulement de leurs eaux amènera un violent remaniement du terrain parcouru.

On s'en rend aisément compte par ce qui s'est passé en 1859 en Finlande. Le lac de Höytiainen y était séparé par 8 kilomètres de distance d'un lac inférieur, dit Pyhäselkä, dont il dominait le niveau de 21 mètres. En 1854, on avait entrepris de le vider progressivement par un fossé de 3 mètres de largeur. Cinq ans après, la digue de retenue ayant cédé, les eaux du lac, formant près de trois kilomètres cubes, s'échappèrent avec un bruit de tonnerre, entendu à plus de 7 kilomètres de distance. Le déluge dura trois jours, au bout desquels une vallée de trois à quatre cents mètres de largeur était creusée sur 10 à 25 mètres de profondeur, fournissant 35 millions de mètres cubes de déblai, qui vinrent construire dans le Pyhäselkä un delta de plusieurs kilomètres carrés [1].

II

INFLUENCES TECTONIQUES PASSIVES

Définition des influences tectoniques. Effets de l'inclinaison des strates. — Les influences *tectoniques* ont cela de particulier qu'elles exercent sur le tracé du réseau hydrographique d'une région une action essentiellement *directrice*. On peut les diviser en deux catégories : celle des influences *passives*, qui résultent d'une structure acquise par le terrain, en vertu d'une déformation de l'écorce, antérieure à la naissance du réseau fluvial; et celle des influences *actives*, c'est-à-dire des dislocations qui viennent modifier un système déjà partiellement ou totalement constitué. L'en-

1. Krapotkin, *in* Reclus. *L'Europe scandinave et russe*, p. 324.

semble de ces phénomènes de déformation est aujourd'hui désigné, dans les publications américaines, sous le nom de *Diastrophisme*, et l'épithète de *diastrophiques* est appliquée aux formes résultantes.

Les déformations de la croûte du globe se rangent autour de quelques types principaux, dont chacun assigne une direction spéciale aux efforts de l'érosion. Le mode le plus simple consiste en un déplacement d'ensemble, qui se traduit d'ordinaire par le *gauchissement* en masse d'une région de grande étendue. Ce gauchissement fait naître, ici une sorte de dôme habituellement allongé (*géanticlinal*), ailleurs une large dépression également allongée (*géosynclinal*). En raison de la grande surface sur laquelle les efforts se sont répartis, ce genre de déformation a surtout pour résultat d'imprimer, à un ensemble d'assises superposées, un plongement régulier et concordant suivant une direction donnée. Tel est, par exemple, le plongement vers l'ouest des assises sédimentaires qu'on voit se succéder, dans le bassin de Paris, à partir du pied des Vosges, ou encore l'inclinaison de sens inverse dont sont affectés les terrains stratifiés d'Angleterre à l'est du pays de Galles.

Le sens de cette inclinaison générale détermine *ipso facto* la direction des premiers cours d'eau, lesquels, coulant en conformité de cette inclinaison, méritent la qualification de *conséquents* que M. Powell a donnée à tous ceux dont l'écoulement se fait en concordance avec les formes structurales.

Développement de la structure en gradins. — Lors même que la surface structurale eût été formée, dans l'origine, par une

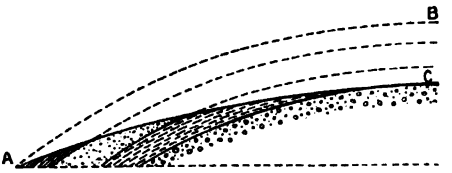

Fig. 53. — Effet du plongement des stratos.

même couche régulièrement ployée AB (fig. 53), le progrès de l'érosion ne pourra manquer d'en faire disparaître les parties supérieures, toujours plus accessibles aux influences subaériennes. La courbe superficielle s'aplatira suivant AC, mettant successivement à découvert les tranches de plusieurs strates. Le fait est général, et si faible que soit l'inclinaison des couches, on remarque toujours qu'elle reste supérieure à la pente d'ensemble de la surface du terrain affecté par cette sorte de dislocation.

La succession des affleurements ainsi mis à découvert permet aux différences de cohésion de se faire sentir. Les bandes plus dures, A, A′, A″ (fig. 54), demeurent en saillie, et la superficie s'accidente, dans les roches tendres, de sillons, B, B′, etc., parallèles à la direction des strates. C'est évidemment dans ces sillons que tendront à s'établir les premiers affluents latéraux appelés par le travail du cours d'eau CD, qui les traverse tous, et ainsi, mieux encore que dans le cas d'un territoire homogène, se dessinera dès le début un réseau *orthogonal*. Les affluents, dont le tracé se trouve déterminé par une structure qui manifeste son influence postérieurement à l'établissement des rivières principales *conséquentes*, sont qualifiés par M. Davis de *subséquents*.

A mesure que se prononce le déblaiement des sillons tels que B et B′, les tranches A, A′, A″ des couches dures tendent à former

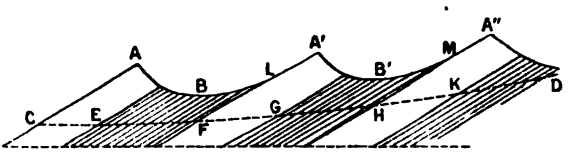

Fig. 54. — Développement de la structure en gradins.

des falaises parallèles à la stratification du terrain, et à la crête desquelles aboutissent des surfaces planes A′ L, A″ M. Si donc les strates tendres ont un grand développement, et que leur inclinaison soit beaucoup moindre que celle qui est admise dans la figure 54, le pays se partagera en une série de plaines, commençant chacune à la crête d'une falaise pour finir au pied de la falaise suivante. Il en résultera une *structure en gradins*, très caractéristique des pays à stratification régulière et peu inclinée, tels que le bassin de Paris, le Jura souabe et franconien, etc.

L'une des contrées où cette structure en gradins se développe de la façon la plus grandiose est la région du Colorado. Entre les hauts plateaux de l'Utah et la plate-forme dans laquelle est creusé le Grand Canyon s'étend une bande large de 30 à 50 kilomètres, orientée de l'est à l'ouest et où, grâce à un léger plongement vers le nord, 3000 mètres de couches affleurent sur une verticale de 1500 mètres seulement. Il y a quatre plates-formes successives, limitées chacune vers le sud par une grande falaise ou ligne d'escarpements. On compte, de haut en bas, d'après Dutton : 1° la falaise rouge pâle des marnes éocènes, épaisse de 200 mètres et souvent divisée en piliers ; 2° la blanche falaise des grès jurassi-

ques (400 mètres), où la stratification entre-croisée des couches d'inégale dureté se révèle à la surface par des vermiculures très délicates; 3° les escarpements de couleur vermillon du trias, où sur 600 mètres les falaises verticales de grès massifs alternent avec les talus de marnes tendres; 4° enfin les falaises permiennes (300 à 400 mètres) de couleurs chocolat, pourpre, violet, avec des formes éminemment architecturales. Tout cet ensemble, sous le ciel pur du pays et grâce à l'absence presque complète de végétation, produit une impression saisissante.

Si le cours d'eau principal CD, coulant dans le même sens que le plongement des strates, garde une inclinaison inférieure à ce plongement (ce qui arrivera toujours dans la plus grande partie du lit, une fois le profil régularisé), il se trouvera dans les conditions déjà analysées pour le creusement en territoire hétérogène, avec cette différence, que la traversée des couches résistantes sera toujours moins laborieuse. En effet, au lieu de les entamer sur une grande longueur, le lit les tranchera dans une direction plus voisine de la perpendiculaire aux strates, en CE, FG, HK.

Les pays à stratification inclinée, quand cette inclinaison est assez sensible, apportent souvent un témoignage décisif en faveur de l'approfondissement successif des thalwegs. Les *terrasses* en roche dure, engendrées par le stationnement momentané du lit avant la rupture d'un seuil, s'y montrent indépendantes du plongement des strates, qui viennent affleurer par leurs tranches sur le palier horizontal de ces terrasses. C'est le cas pour les versants qui dominent le lac de Zurich, notamment de Herrliberg au delà de Stäfa, et de Thalwyl à Wädenswyl. Plusieurs terrasses s'y laissent voir à des hauteurs décroissantes, et sur l'escarpement de chaque gradin, on voit se dessiner avec leur inclinaison les couches redressées de la mollasse gréseuse.

Évolution du réseau. Phénomènes de capture. — Pour bien comprendre l'évolution du réseau hydrographique, imaginons un territoire doucement incliné ABCD (fig. 55), dont la coupe, représentée sur le côté, comporte deux assises résistantes, R, R', alternant avec des strates plus tendres, T, T'. Deux cours d'eau *conséquents*, *ab*, *cd*, s'établissent dès l'origine en conformité de la pente générale, pendant que des sillons se creusent suivant les roches tendres, servant de lit à des affluents *subséquents*, *ef*, *fg*, qui se rendent dans *ab*, et *hi*, *ik*, tributaires de *cd*. En même temps, l'affleurement des couches dures se traduit par la formation d'escarpements *rr*, *r'r'*, qui font face au ter-

ritoire d'amont, et se courbent vers l'aval à traversée des cours d'eau.

Supposons que, en raison des circonstances, *ab* soit plus puissant que *cd*. Le seuil *o* s'approfondira plus vite que *o'*. Alors le creusement de *ef* marchera plus rapidement que celui de *ik*, lequel

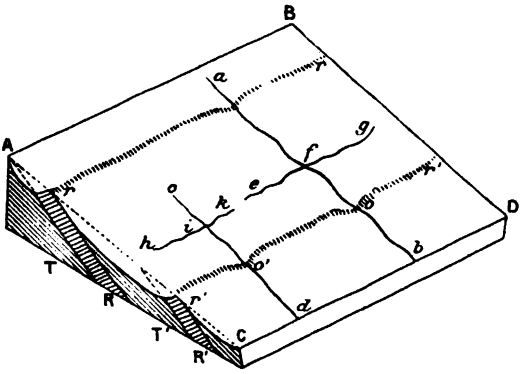

Fig. 55. — Évolution d'un réseau hydrographique. Premier stade.

s'allongera moins et demeurera à un niveau supérieur. Bientôt le point *e* sera poussé jusqu'en *k*, et alors le cours d'eau *cd*, *décapité* par la capture de la partie *co'* avec ses deux affluents, se réduira

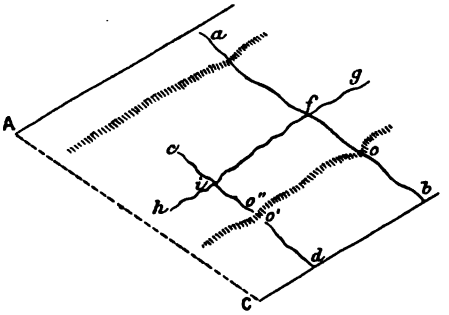

Fig. 56. — Deuxième stade.

(fig. 56) au tronçon inférieur *o' d*, tandis que le tronçon supérieur *o''i*, coulant maintenant en sens inverse de sa pente originelle, ce que M. Davis indique par l'épithète d'*obséquent*[1], devient, avec *hi* et *ic*, tributaire de *ab*. Un affaiblissement de la crête entre *o'* et *o''* trahit seul l'ancien état de choses.

Cette adaptation progressive sera d'autant plus achevée, que les

1. *Geograph. Journal*, 1895.

rivières initiales seront d'importance plus inégale, que le territoire offrira une plus grande altitude et une plus grande diversité dans la résistance des couches, enfin que l'inclinaison de celles-ci sera plus sensible. De cette manière, un réseau constitué, dans son premier stade, conformément à la figure 57, prendra, dans un second stade, l'aspect de la figure 58, où chacun des anciens cours d'eau, *a*, *b*, *d*, *e*, se divise maintenant en trois tronçons, dont l'un obséquent, à savoir : *a*, *a'*, *a''* ; *b*, *b'*, *b''* ; *d*, *d'*, *d''* ; *e*, *e'*, *e''*. Avec le temps, ces captures pourront s'étendre et donner toute la prépondérance à *c*, avec deux séries d'affluents suivant la direction des strates, *l*, *m*, *n*, *p*, grossis eux-mêmes par tous les tronçons cap-

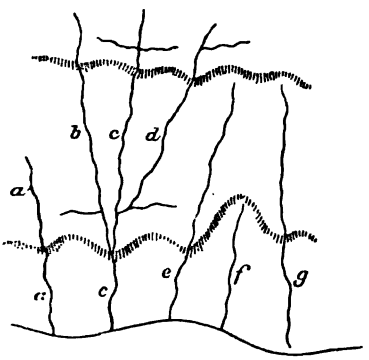

Fig. 57. — Premier stade.

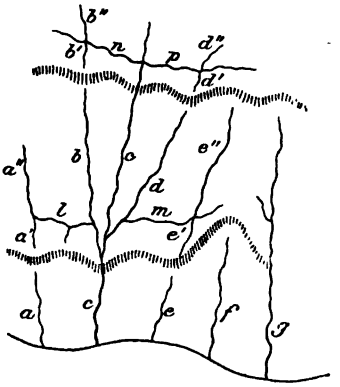

Fig. 58. — Douxième stade.

turés[1]. D'autre part, le façonnement des versants, par les cours d'eau obséquents et leurs branches secondaires, amènera l'affaiblissement progressif des escarpements intérieurs, lesquels tendront à devenir de plus en plus rectilignes.

Les circonstances générales qui viennent d'être indiquées ont été réalisées dans la partie orientale du bassin de Paris, ainsi qu'en Angleterre, grâce à la succession régulière des bandes de terrain de consistance inégale, qui plongent toutes les unes sous les autres, vers Paris, en France, vers la mer du Nord, en Angleterre. Seulement, des mouvements ultérieurs du sol ont quelque peu modifié le tracé originel que cette disposition avait dû imposer aux cours d'eaux, et ces altérations devront être étudiées au chapitre des influences tectoniques actives.

Cas d'une inclinaison inverse. — Il peut arriver que le terri-

1. Davis, *loc. cit.*

toire affecté d'une inclinaison générale soit lui-même composé de couches plongeant en sens inverse de cette inclinaison, auquel cas la surface du sol, déterminée par des influences antérieures, n'a aucun rapport avec la structure propre du massif. C'est ce qui a lieu au New-Jersey [1], où l'émersion avec inclinaison d'une ancienne bande littorale, originairement revêtue de sédiments crétacés horizontaux et peu épais, a fait apparaître, une fois ces derniers enlevés par érosion, un substratum de couches triasiques, redressées en sens inverse à une époque géologique beaucoup plus reculée. La surface de contact de ces couches avec les sédiments crétacés disparus était à peu près plane. Les cours d'eau tels que RR′ (fig. 59), ont donc pris un cours *conséquent*. Et comme des nappes dures de trapp, AB, CD, étaient intercalées au milieu des sédiments peu consistants E, F, l'érosion a fait naître des sillons

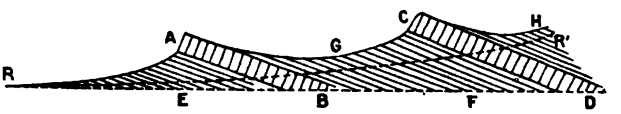

Fig. 59. — Cas d'une inclinaison générale inverse du plongement.

G, H, parallèles à la direction des strates, où se sont établis, comme dans le cas précédent, des affluents *subséquents*, sujets aux mêmes accidents de capture. Seulement, les escarpements formés par l'affleurement des couches résistantes sont ici tournés vers l'aval, au lieu de faire face à l'amont. Les crêtes ainsi dessinées, A, C, n'en deviennent pas moins des lignes de partage secondaires, séparant, dans les anciens cours d'eau tronçonnés par capture, les parties *obséquentes* de celles qui ont gardé leur direction primitive.

Conséquences du recul progressif des escarpements. — Que l'inclinaison du territoire soit directe ou inverse, dans tous les cas la destinée des escarpements formés par la tranche des couches résistantes est de reculer sans cesse sous l'effort de l'érosion. Or, à un certain moment, les affluents subséquents s'étant établis aux points les plus bas des sillons nés sur l'affleurement des roches tendres (B, B′ de la figure 54, G, H de la figure 59), les cours d'eau de troisième ordre ont dû s'installer suivant les pentes AB, A′B′ (fig. 54), AG, CH (fig. 59), ou en sens inverse suivant A′B, A″B′ (fig. 54), AR, CG (fig. 59). Le recul des escarpements raccourcira sans cesse le parcours de la première série, tandis que celui

1. Davis, *National geogr. Magazine*, 1889

de la seconde sera constamment allongé. Plus d'une fois même, la crête de la falaise en voie de recul en viendra à entamer un des

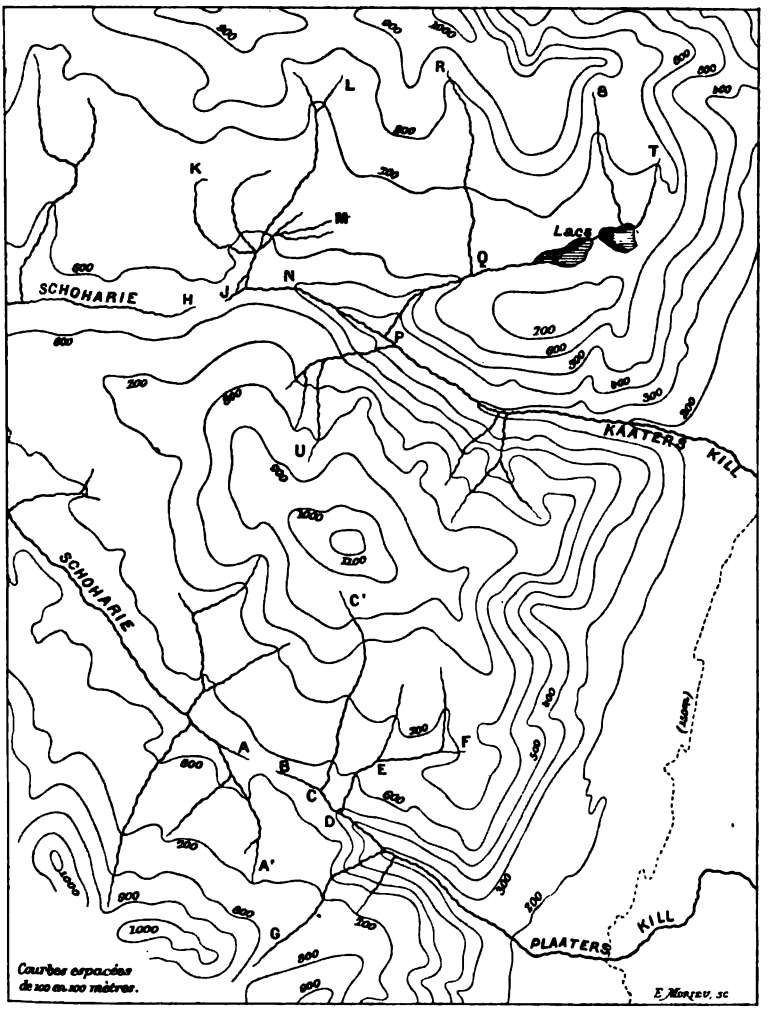

Fig. 60. — Décapitation des deux Schoharie par les torrents Kaaters Kill et Plaaters Kill (d'après M. Darton).

thalwegs de la première série, dont une partie se trouvera conquise au profit d'un sillon inférieur.

Il est peu de points où cette conséquence ressorte avec autant de netteté qu'aux Etats-Unis, dans le district des Monts Catskill[1]. Les

1. Darton, *Stream robbers*, *Bull. Geol. Soc. America*, VIII, 1896, p. 505.

couches dévoniennes de ce nom, pendant à l'ouest et affleurant par leurs tranches forment, parallèlement à l'Hudson, une falaise de près de 700 mètres de hauteur, dont la crête sert de ligne de partage entre l'Hudson et les deux branches de la rivière Schoharie, affluent du Delaware (fig. 60). Deux torrents, appelés Kaaters Kill et Plaaters Kill, entaillent la falaise, descendant à la vallée de l'Hudson avec des pentes moyennes respectives de 5 et de 10 p. 100. Au contraire, les pentes des deux Schoharie, vers l'ouest, sont comprises entre 2 et 6 pour 1000. Aussi les torrents, favorisés à la fois par leur rapide déclivité et par la force que leur donnent les pluies atlantiques, ont-ils déjà conquis sur les Schoharie un espace considérable. Celle du nord, réduite à commencer en H (fig. 60), a perdu toute la partie de son réseau primitif conquise entre les points T, S, R, L, K, J, avec formation de lacs entre T et Q. Celle du sud, repoussée jusqu'en A, a été décapitée de tout le réseau B, G, F, C'.

En raison de ces conquêtes, M. Darton a appliqué aux deux torrents le nom expressif de *stream robbers* ou *voleurs de rivières*.

Dômes localisés. — Certains soulèvements en dôme se sont localisés au point qu'il n'est pas possible de les comprendre parmi les grands anticlinaux. Il en est ainsi des Black Hills du Dakota. C'est une protubérance elliptique de terrains cristallins, qu'entoure complètement un manteau sédimentaire, plongeant de tous côtés vers l'extérieur. La partie supérieure de ce manteau a été déchirée, et les couches plus jeunes apparaissent les unes après les autres, sur les pentes du dôme, formant autant de falaises concentriques. Aussi les cours d'eau ont-ils une disposition rayonnante bien marquée, divergeant de toutes parts pour aboutir à l'une des deux rivières qui entourent le massif.

Profil en travers. — Vallées monoclinales. — Les cours d'eau *conséquents* d'un massif à stratification régulièrement inclinée ont, pour les versants de leur vallée, un profil en travers symétrique, mais dont l'allure se ressent, en chaque point, de la nature des roches traversées.

Mais les vallées qui ne sont pas dirigées parallèlement à la plus grande pente des couches ont nécessairement un profil en travers dyssymétrique, et cette dyssymétrie atteint son maximum pour les vallées *subséquentes*, qui sont parallèles à la direction des strates.

Supposons un lit creusé dans une couche tendre inclinée (fig. 61), comportant deux talus TA et TB, qui font le même angle α avec la verticale. Il est clair que TA devra être plus long que TB, et s'il

existe un couronnement dur CD, AD y sera plus long que BC. De plus, ce dernier escarpement, qui fait avec la verticale le même angle β que AD, paraîtra beaucoup plus raide relativement au versant qu'il couronne [1].

Si la vallée est parallèle à la direction des strates, et que, de plus, l'inclinaison d'une couche résistante TM (fig. 62) soit précisément égale à celle du talus TB que comporte la couche tendre, celle-ci disparaîtra entièrement de l'un des versants. Ainsi se forme une vallée *monoclinale*, caractérisée par ce fait

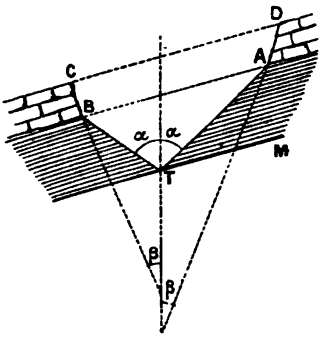

Fig. 61. — Dyssymétrie des versants à stratification inclinée.

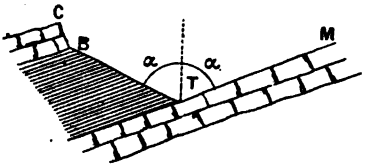

Fig. 62. — Profil en travers d'une vallée monoclinale.

qu'on y voit affleurer, d'un côté le dos de la couche inférieure et de l'autre la tranche de la couche supérieure.

Tel est, à peu de chose près, le cas de la Meuse aux environs de Sedan. Le versant de la rive droite, doucement incliné, concorde approximativement avec la pente des couches du lias moyen, relevées vers le bord du massif ancien de l'Ardenne; au contraire, le lias supérieur et l'oolithe inférieure apparaissent tour à tour par leur tranche sur la rive gauche, qui, par endroits, forme un véritable escarpement.

Naturellement, avec les progrès du creusement dans une région, une vallée monoclinale doit toujours tendre à se déplacer dans le sens de la pente des couches, en descendant le long du versant doucement incliné, pour ronger et faire reculer la rive opposée.

1. *Les formes du terrain*, pp. 28 et 29.

SEPTIÈME LEÇON

LES INFLUENCES TECTONIQUES PASSIVES DANS LES RÉGIONS PLISSÉES ET DISLOQUÉES

Pays régulièrement plissés. — La stratification régulièrement inclinée, dont nous venons de nous occuper, n'est qu'un cas particulier et élémentaire des influences tectoniques. C'est surtout dans les régions plissées que ces influences doivent être étudiées. Le Jura, par la régularité de sa structure, offre à cet égard des facilités spéciales; aussi y chercherons-nous la plupart des exemples propres à nous éclairer sur ce mode de détermination du modelé.

Une région plissée est généralement composée de chaînes parallèles, alignées suivant la direction des plis. Il est naturel que les principales lignes de drainage s'établissent dans l'axe même de ces plis rentrants ou *synclinaux*. Mais les versants de ces plis doivent déterminer une autre direction, perpendiculaire à la première. Par suite, dans ce cas comme dans les précédents, les traits essentiels du système hydrographique sont exprimés par un réseau orthogonal. Seulement ici les pentes transversales à la direction des couches plissées n'influent que sur les cours d'eau du deuxième ordre [1], ou encore pour permettre une communication entre les divers synclinaux.

Ainsi l'établissement de cours d'eaux *conséquents* au fond des synclinaux est suivi par la formation d'affluents, qui leur viennent des versants mêmes des *anticlinaux*.

Supposons que la *surface structurale* [2] de la contrée soit formée à l'origine par une couche dure ayant l'allure représentée, en plan, avec courbes de niveau par la figure 63 (I), et en coupe trans-

1. De la Noë et de Margerie, *Les formes du terrain*, p. 144. — 2. Cette expression est de MM. de la Noë et de Margerie.

versale suivant MN par la figure 63 (II), c est-à-dire qu'il y a deux anticlinaux qui se rejoignent, et entre lesquels naît un synclinal, dont le fond sert de lit au premier cours d'eau [1]. Tandis que celui-ci se maintient sur la couche dure, un affluent latéral se forme en A et creuse son lit sur le flanc de l'anticlinal de gauche, de A en B. Un autre opère de même de C en D. Tous deux entament la couche dure et poursuivent leur œuvre jusqu'à la crête; car c'est là que cette couche doit être le moins épaisse et le plus disloquée. Les thalwegs AB et CD peuvent donc arriver sans peine, en B et en D, sur la couche tendre sous-jacente, et alors il va s'y creuser des rigoles transversales E, F, G, H, suivant l'axe du pli. Si CD marche plus vite dans son travail qu'AB, E et F seront capturés au profit de C. Ainsi se formera une *vallée anticlinale*. Celle-ci pourra s'approfondir au point de conquérir à son tour la portion KAB. Mais si une couche dure plus profonde que la première arrête cet effort, et que, pendant ce temps, C soit parvenu à descendre dans la couche tendre, la principale masse des eaux reprendra le synclinal. Ainsi, une même rivière subira des décrochements successifs, épousant tour à tour l'anticlinal et le synclinal voisins, de manière à établir toujours son lit en roche tendre.

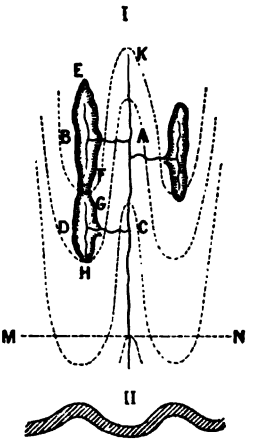

Fig. 63. — Creusement dans un pays régulièrement plissé.

Voûtes démantelées. — D'autres fois (fig. 64), une voûte sera demantelée à la clef, et ce seront des vallées monoclinales ou

Fig. 64. — Voûte démantelée entre deux vallées monoclinales.

combes, V et V', qui se formeront par le travail des cours d'eau parallèles aux strates.

Le pays de Bray offre un bon exemple de cette structure. De part et d'autre du dôme allongé qui en fait l'axe, la craie, brisée par le soulèvement, dessine deux lignes d'escarpements raides,

1. Voir Davis, *National geog. Mag.*, 1889.

jalonnés à leur pied (celui du nord surtout) par des cours d'eau. D'autre part, comme, sur une grande longueur, le soulèvement n'a amené au jour, suivant l'axe, que des couches meubles, facilement enlevées par l'érosion, l'arête du dôme, démantelée, reste souvent au-dessous de la crête des escarpements latéraux. Un observateur placé sur cette crête croit donc avoir devant lui une large vallée au fond inégal, alors qu'en réalité il s'agit d'une croupe dont l'érosion a enlevé tout le sommet. Cette croupe ne s'est bien maintenue que là où elle était constituée par les calcaires durs du terrain jurassique; alors elle forme un dos d'âne régulier, atteignant la même altitude que les crêtes crayeuses du pourtour.

Inégalités du plissement. Lacs tectoniques. Cluses. — Un synclinal n'est pas nécessairement continu dans son allure, présentant d'un bout à l'autre une pente régulière. Son axe peut offrir des bombements qui le diviseront, du moins au début, en un chapelet de bassins indépendants. Alors il s'y établit des *lacs tectoniques*, c'est-à-dire déterminés par une dépression préexistante. Tels sont, dans la vallée de l'Orbe, le lac de Joux et le lac Brenet, puis, dans la vallée du Doubs, les lacs de Remoray et de Saint-Point. La plupart sont nettement allongés dans le sens du synclinal.

De tels lacs peuvent d'ailleurs, et pour les mêmes raisons, s'établir dans des vallées monoclinales, voire dans celles qui remplacent une voûte anticlinale rompue, si l'arête de l'accident n'a pas une pente continue. De plus, ils n'ont en général qu'une existence éphémère et leur destinée est de se combler, ou de se vider les uns dans les autres, par rupture des seuils qui les séparent.

De la même manière, l'axe d'un anticlinal n'est pas non plus à pente constante. Il peut offrir des *ensellements*, constituant des points faibles, qui procureront une voie de sortie aux eaux renfermées dans des synclinaux sans issue. Le cas est fréquent au Jura, où des *cluses*, c'est-à-dire des coupures transversales, établies aux points les plus bas des bourrelets anticlinaux, permettent à certains cours d'eau de traverser les plis saillants. Très souvent d'ailleurs on remarque que les couches plissées, qui affleurent les escarpements d'une cluse, ne se correspondent pas exactement d'une rive à l'autre. C'est la preuve qu'en ce point le pli avait subi une torsion ou un décrochement qui, en affaiblissant par étirement la résistance des couches, a dû les rendre plus accessibles à l'érosion.

Dans le Jura, le Doubs et son affluent le Dessoubre coulent d'abord (fig. 65) dans des synclinaux, qui les conduisent tous deux au nord. Mais, au point où la chaîne change de direction pour se

recourber vers l'est, les anticlinaux, sans doute affaiblis par l'étirement, ont livré passage au Doubs, lequel s'est coudé à Sainte-Ursanne, pour emprunter, mais en sens inverse, le synclinal du Dessoubre; après quoi, traversant la cluse de Pont-de-Roide, la

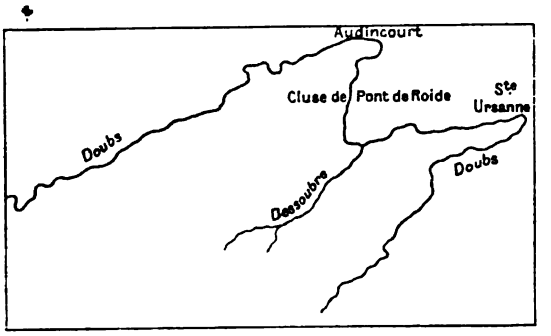

Fig. 65. — Le Doubs et le Dessoubre.

rivière a retrouvé, à partir d'Audincourt, un synclinal qui, cette fois, l'a menée au sud-ouest.

Massifs disloqués. — Dans les massifs où la dislocation des assises a été très énergique, et où les plis se compliquent de renversements, parfois même de chevauchements, le réseau fluvial ne peut plus avoir la même régularité que dans le Jura. Sa disposition obéit cependant aux mêmes lois générales, et c'est dans le fond des synclinaux que les principaux cours d'eau établissent leurs lits. Il y a aussi de grandes dépressions monoclinales; enfin la traversée des plis saillants se fait par d'énormes cluses, dites *coupures transversales*, comme les percées de l'Arve et du Rhône en amont du lac de Genève. D'ordinaire ces coupures coïncident en position avec des lignes où les groupes de plis subissent des déviations très prononcées [1], et là encore il est permis de croire que c'est l'étirement résultant qui a affaibli la résistance des anti-
aux en facilitant leur rupture.

es fréquents changements qui se produisent dans l'inclinaison
strates en pays disloqués font qu'un cours d'eau, dont la
ection est *transversale* à celle des couches, peut couler dans un sens, tantôt conforme, tantôt inverse, relativement à celui du plongement. Le mot *diaclinal* a été créé par M. Powell pour cet état de choses variable, qui comporte des sections *cataclinales*, c'est-à-dire conformes au plongement, et d'autres *anaclinales* ou inverses.

1. Marcel Bertrand, *Bull. de la Soc. géol. de France*, [3], XII, p. 328.

Conséquences d'une forte inclinaison des strates. — La conséquence des dislocations, dans une région montagneuse, est de faire arriver au jour, de façon plus ou moins capricieuse, beaucoup de strates d'allure et de résistance très diverses. Chacun de ces affleurements détermine l'emplacement, sinon des cours d'eau principaux, du moins de ceux qu'avec M. Davis nous avons appelés *subséquents*, et dont le développement doit prendre ici des proportions particulières. Quant aux rivières qui rencontrent sur leur parcours un assez grand nombre de couches successives, elles sont exposées à de fréquentes ruptures de pente, et les seuils qu'engendre la traversée des parties dures peuvent avoir des destinées très diverses selon la plus ou moins grande inclinaison des strates. Si le plongement est considérable, l'épaisseur à traverser est bien réduite, surtout quand la pente de la rivière est inverse de celle des couches. Aussi la cascade originelle fera-t-elle place très vite à des rapides.

Lorsque les dislocations d'un massif ont été jusqu'à donner aux couches une stratification verticale, l'œuvre du creusement du thalweg peut se trouver singulièrement facilitée, l'eau n'ayant pas de peine à descendre entre deux strates, jusqu'au voisinage du niveau de base, sauf à élargir ensuite son chenal. Cette descente, qui peut se faire tout d'un coup dans les formations divisées en bancs épais, est plus progressive lorsqu'il s'agit de schistes, où les fentes de stratification ne s'ouvrent que peu à peu, sous les influences météoriques. L'eau et la gelée séparent les feuillets schisteux, qui se débitent par fragments.

C'est à cause de cette circonstance qu'on voit, dans le Plateau Central, certaines vallées s'approfondir tout d'un coup en un point donné. Nous avons déjà dit un mot de l'influence qu'exerce, dans le Limousin, la substitution des schistes primaires aux argiles permiennes. Dans la même région, lorsqu'une vallée passe du granite dans le gneiss et surtout dans les micaschistes, on la voit aussi recevoir immédiatement un approfondissement considérable. S'il arrive que le granite reparaisse de nouveau, il en résultera un seuil, avec rapides ou cascades, comme le saut de la Rue dans le voisinage de Bort.

Cours d'eau surimposés. — C'est au nombre des influences tectoniques actuellement considérées qu'il faut ranger ce qui arrive quand, au cours du creusement de son lit, une rivière est amenée à couler sur un terrain absolument différent, par sa structure, de ceux au milieu desquels l'approfondissement s'était jusqu'alors opéré.

Par exemple, à l'époque crétacée, certains cours d'eau du New-Jersey[1] avaient établi leur lit à la surface d'une plaine formée par l'affleurement des couches régulièrement inclinées du trias. Un exhaussement de la contrée ayant ravivé le travail du creusement, les dépôts triasiques, peu consistants, ont été si bien affouillés, que l'érosion a atteint leur substratum, formé par les terrains cristallins fortement disloqués, sur lesquels le trias reposait en complète discordance. L'hydrographie primitive avait été déterminée par les conditions génétiques et tectoniques des couches du trias. Après leur disparition, elle s'est imposée, au début, à une structure pour laquelle elle n'était pas faite. De là le nom de cours d'eau *surimposés* (*superimposed*), qu'on applique en Amérique à ce genre de rivières[2], que le terrain disparu lègue comme une sorte d'héritage[3] au substratum.

Ainsi le Mississipi et les autres rivières actuelles du Minnesota ont commencé par s'établir sur la nappe glaciaire, qui forme une couverture peu épaisse au-dessus des terrains cristallins, dans lesquels les cours d'eau ont ensuite pénétré, mais sans changement du tracé préalablement acquis. Sans doute, au bout d'un temps suffisant, le substratum reprendrait ses droits, modifiant peu à peu, conformément aux exigences de sa structure propre, le réseau qu'il a reçu. Mais il est des cas où même un long intervalle de temps ne suffit pas pour opérer cette modification. Par exemple, en approfondissant son *canyon* au milieu des sédiments horizontaux, le Colorado a fini par couler, soit dans l'épaisseur du cambrien, dont les couches disloquées viennent buter, par leur tranche, contre l'assise la plus ancienne du calcaire carbonifère, soit même dans le granite. A ce moment la gorge avait atteint déjà une profondeur de près de mille mètres. Pour changer de tracé, le cours d'eau aurait dû accomplir un travail hors de proportion avec sa force. Aussi le tracé *imposé* a-t-il persisté sans altération.

Un exemple contraire, celui de l'abandon d'un ancien tracé surimposé, nous est offert, selon M. Penck[4], par le cours actuel de l'Unstrut, affluent de la Saale. Originairement, quand la formation tertiaire oligocène couvrait uniformément le bassin de la Thuringe, masquant les inégalités du terrain triasique sous-jacent, l'Unstrut, issu du Thuringerwald, coulait directement au nord-est, vers l'Elbe, et la Saale en faisait autant, sa source étant alors.

1. Davis, *National geogr. Magazine*, 1889. — 2. Ce sont les cours d'eau *épigénétiques* de M. de Richthofen. — 3. Quelques auteurs américains les ont qualifiés d'*inherited*. — 4. *Kirchhoff's Länderkunde*, *Europa*, p. 329.

confondue avec celle de l'Ilm. La disparition du manteau tertiaire ayant fait apparaître le trias, divisé en bandes parallèles d'inégale résistance, orientées du nord-ouest au sud-est, l'action directrice de ce nouveau terrain s'est bientôt fait sentir. C'est ainsi que l'Unstrut, perdant ses eaux de tête, conquises par un cours d'eau transversal plus avancé, a fini par se diviser en trois tronçons, dont un seul, celui du milieu, a gardé la direction primitive, tandis que les autres, à angle droit sur le premier, suivent maintenant la direction commandée par l'affleurement des strates disloquées. Pendant ce temps, la Gera, qui avait commencé par couler au nord-est pour se réunir à l'Ilm, s'est coudée dans le sens des dislocations pour être capturée par l'Unstrut.

Influence des failles et des flexures. — Quand il s'est produit des *failles*, c'est-à-dire des ruptures avec dénivellation, comme la plupart de ces failles sont ou parallèles ou perpendiculaires à la direction générale des plis, elles ont agi dans le même sens sur le réseau hydrographique.

En dehors de cette action, les failles ou les *flexures*, c'est-à-dire les plis très brusques en marches d'escalier, lorsqu'elles sont ordonnées en séries parallèles, peuvent se traduire d'une façon très nette dans la topographie générale, en produisant une structure en escalier. Par exemple, le massif calcaire du Karst, ou plutôt son prolongement dalmate, est divisé par une série de plis-failles ou de flexures en bandes parallèles à l'axe de la chaîne dinarique. Chacune de ces bandes est affaissée par rapport à celle d'amont. Il en résulte une suite de gradins, dont le dernier va s'enfoncer sous les eaux de l'Adriatique. Lorsque la compacité de la roche le permet, chaque gradin se termine par un escarpement abrupt qui fait face à la dépression. L'exposition de cet abrupt (celle du sud-ouest pour la côte dalmate) définit le *regard* de la faille.

Cette structure, qui résulte d'une dislocation, ne doit pas être confondue avec la succession régulière des gradins dans un pays à stratification légèrement inclinée [1], et où chaque falaise repose en concordance sur la plaine qui lui fait suite.

Les failles influent souvent sur le tracé des cours d'eau et sur le modelé, moins par la cassure qui les accompagne que par l'inégale dureté des terrains qu'elles mettent en contact. Ainsi, dans la Thuringe [2], il arrive fréquemment que des dislocations de direction

1. Voir plus haut, p. 115. — 2. Penck, *das Deutsche Reich*, p. 327.

nord-ouest mettent le muschelkalk en contact direct avec le grès bigarré. Ce dernier étant plus facilement enlevé, il en résulte une longue falaise calcaire, que longeront les rivières; de sorte que c'est le paquet tombé qui aura l'air d'être en saillie; mais si c'est le keuper marneux qui est descendu plus bas que le muschelkalk environnant, son affleurement sera marqué par de larges vallées, comme celle de la Nesse à l'extrémité nord-ouest du Thuringerwald, ou d'étroits sillons, comme celui de Netra dans le Ringgau.

De la même façon, lorsque, dans les temps primaires, des dislocations de direction à peu près est-ouest ont fait tomber, dans le Cotentin, des paquets de terrain silurien, le grès armoricain, qui en formait la base, a été relevé le long des failles, s'appuyant contre les phyllades précambriens, au sein desquels il était descendu. Plus tard, ces phyllades ont été facilement enlevés par l'érosion, et celle-ci, dégageant à la longue la bande de grès, que protégeait sa dureté, l'a laissée en saillie considérable, sous la forme de véritables falaises de rochers, comme celle qui se dessine si bien, dominant la vallée de la Sélune, entre Domfront et Mortain.

Quant aux failles secondaires et aux fentes sans rejet, connues sous les noms de *joints* et de *diaclases*, elles ont souvent pour effet de déterminer la direction des ravins sur la partie supérieure ou *couchée* des versants dont la pente inférieure est seule raide. En effet, la pesanteur agissant moins énergiquement sur ces pentes relativement douces, l'érosion subaérienne y emprunte volontiers les lignes de moindre résistance [1].

Vallées de fracture. — On a beaucoup discuté relativement aux *vallées de fracture*, dont le rôle a été, à une certaine époque, singulièrement exagéré par quelques auteurs. Ce nom convient aux vallées dont le vide résulte d'une cassure béante, d'origine tectonique, ayant de suite offert aux eaux courantes un chemin qu'elles se seraient contenté de façonner.

Il est certain qu'on a souvent abusé de cette qualification, imaginant, sans aucune preuve directe, des dislocations spéciales pour expliquer certains tracés que la seule érosion suffisait à justifier. MM. Heim [2], de la Noë et de Margerie [3], ont cherché à réagir contre cette tendance, en montrant, pour bien des cas, le caractère hypothétique de ces conceptions. En particulier, à propos de la vallée de la Reuss, qui avait été considérée comme appartenant à cette catégorie, on a fait remarquer que le souterrain du

1. *Les formes du terrain*, p. 127. — 2. *Mechanismus der Gebirgsbildung*, p. 314. — 3. *Les formes du terrain*, p. 163.

Saint-Gothard, bien qu'il passe quatre fois sous le cours supérieur de la rivière, n'a rencontré aucune fracture pouvant correspondre à son tracé.

Il ne faudrait pas cependant aller trop loin dans cette réaction. On ne doit pas oublier que les fractures de l'écorce sont, en général, des accidents relativement superficiels; car c'est à la surface, du côté où les terrains sont libres d'obéir aux efforts qu'ils subissent, que se produisent les plus grandes dislocations. Il est donc très possible que les couches extérieures, fortement crevassées, d'un massif montagneux, aient préparé le travail de l'érosion par des cassures dont la trace ne se retrouverait pas en profondeur. En particulier, sur le territoire suisse, les vallées du Rhône et du Rhin semblent coïncider avec des dislocations importantes, le long desquelles il y a eu déplacement horizontal relatif des massifs en contact. Si donc il n'a pas existé, dès le début, de cassures aux lèvres béantes, il a pu y avoir au moins des zones fracturées et faibles, offrant une moindre résistance aux agents d'érosion.

Pays de Bray; vallée de la Seine. — Le pays de Bray, en Normandie, fournit l'occasion d'apprécier, dans des conditions de

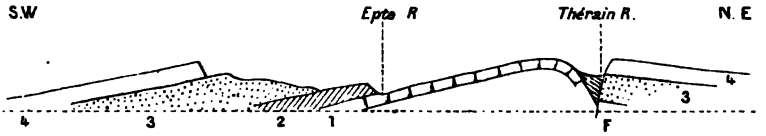

Fig. 66. — Les vallées du pays de Bray. 1, calcaires Kimeridgiens; 2, portlandien; 3, couches infracrétacées; 4, craie; F, grande dislocation.

structure très simples, jusqu'à quel point les dislocations peuvent influer sur l'emplacement des cours d'eau. C'est un soulèvement qui forme, sur l'un de ses versants, celui du sud-ouest, un dôme allongé et régulier (fig. 66), tandis que, sur l'autre, il est limité par une dislocation absolument rectiligne, tantôt pli brusque, tantôt faille, qui se poursuit sur au moins 80 kilomètres, sans parler de son prolongement au delà du Bray, vers le sud-est.

A partir du faîte topographique, entre Serqueux et Formerie, deux rivières s'échappent en sens inverse, suivant exactement le sillon qui jalonne la dislocation brusque, au pied de la falaise crayeuse. L'une, la Béthune, coule vers la Manche sans dévier un seul instant de sa direction. L'autre, le Thérain, chemine en ligne droite, dans le même sillon, pendant 15 kilomètres, et si elle

l'abandonne vers Songeons, c'est pour reprendre ensuite, avant Beauvais, une direction exactement parallèle, déterminée par un pli synclinal.

Au contraire, sur le versant régulier du dôme, on voit naître deux rivières, l'Epte et l'Andelle, qui cheminent assez longtemps, surtout la première, dans des vallées *monoclinales* d'érosion, jusqu'à ce qu'elles réussissent à sortir du Bray par des coupures transversales. Il est aisé de voir que le tracé de ces deux rivières, déterminé dans l'origine par la pente du dôme, a dû subir plus d'une modification, à mesure que l'érosion déblayait la partie culminante du soulèvement, d'où il a disparu, depuis le début du mouvement, plusieurs centaines de mètres de couches. Si l'Epte a gardé, surtout entre Haussez et Gournay, une direction beaucoup plus constante que l'Andelle, c'est qu'elle a pu appuyer son tracé sur la croupe solide formée par l'affleurement des calcaires kimeridgiens, au centre du dôme, au point où cette croupe s'enfonce sous les couches portlandiennes.

La vallée de la Seine, entre Mantes et Rouen, jalonne aussi une ligne de dislocations, le long de laquelle les couches de la lèvre sud-ouest sont souvent tombées à plus de 200 mètres au-dessous de celles de la lèvre opposée. Aujourd'hui le fleuve décrit des méandres autour de cette direction moyenne ; mais ces méandres, dont l'encaissement atteste la descente du lit à travers le plateau normand, ne s'écartent que très peu, à droite et à gauche, de l'alignement moyen; et là encore, il paraît impossible de méconnaître l'influence directrice exercée par cette ligne de rupture ou de flexion sur l'écoulement des eaux du bassin.

Glens écossais. — Un exemple incontestable de lignes de fracture est celui que nous offrent plusieurs des vallées longitudinales linéaires ou *glens* d'Écosse. La plus remarquable est le Glenmore ou « Val Majeur », qui, sur 160 kilomètres, se poursuit sans la moindre déviation à travers toute la péninsule, depuis le Moray Firth jusqu'au Firth of Lorne (fig. 67). Sur le fond de cet étroit sillon, dont aucun point n'est à plus de 30 mètres d'altitude, et qu'emprunte le Canal Calédonien, s'échelonnent plusieurs lacs très allongés, dont le caractère tectonique ne saurait être mis en doute. Le plus remarquable est le Loch Ness, long de 30 kilomètres, uniformément large de 400 mètres, et dominé sur les deux bords par des escarpements qui s'élèvent d'un seul jet à 400 mètres, tandis que la profondeur du lac atteint 240 mètres (soit au moins 210 mètres au-dessous du niveau de la mer). L'extrémité sud-ouest

du Glenmore, ou Loch Linnhe, est divisée en deux par une longue île, exactement alignée comme l'axe du glen, direction qui d'ailleurs se répète à plusieurs reprises dans les vallées et les crêtes de la région avoisinante, et se reproduit de façon très nette dans le Jura Sound.

Il n'y a pas le moindre doute que le Glenmore, ainsi que les coupures de même direction, ne soit une cassure se rattachant,

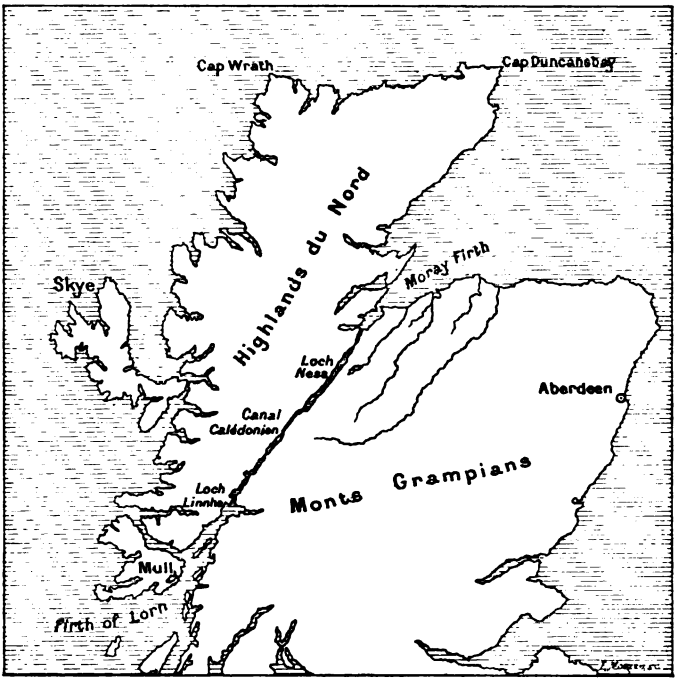

Fig. 67. — Le Grand Glen d'Écosse.

comme celle qui limite au sud-est l'île de Skye, aux dislocations qui ont morcelé l'ancienne terre écossaise, lors de l'ouverture de l'Atlantique septentrional. Même les tremblements de terre qu'on ressent de temps à autre à Inverness attestent que cette région n'a pas encore atteint un équilibre définitif.

Vallées des fjords norvégiens. — Pour être moins exactement rectilignes, les vallées qui aboutissent aux *fjords* de la Norvège méridionale n'en traduisent pas moins avec une grande netteté l'influence exercée par les dislocations sur le modelé du terrain. Certains districts se montrent divisés en compartiments à peu près quadrangulaires (fig. 68), par des cassures que suivent des fjords,

des lacs étroits, des vallées profondes ou de simples cluses rectilignes. Ces cluses font communiquer ensemble deux ou plusieurs vallées voisines, ne laissant parfois subsister de l'une à l'autre que des cols insignifiants. Plus d'un de ces cols, dominé à droite et à gauche par des escarpements dépassant 1000 mètres, n'atteint pas cent mètres d'altitude. D'ailleurs les déchirures, au lieu d'accuser une moindre résistance du terrain, sont ouvertes justement dans les roches les plus dures, et si l'érosion en a façonné les parois, ce

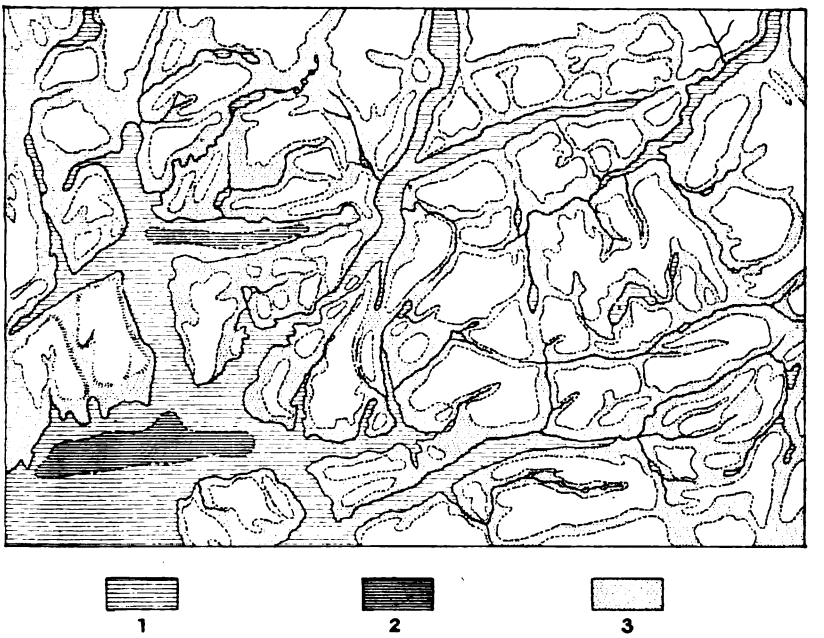

Fig. 68. — Fragment de topographie norvégienne. Environs du Norstrands fjord, par 59° 20' lat. N. Échelle 1 à 618.000. — 1, profondeurs de 0 à 500 mètres; 2, profondeurs supérieures à 500 mètres; 3, vallées et cluses.

n'est pas elle qui les a engendrées. Kjerulf les a qualifiées de *traits d'incision* et a essayé de donner un schema du réseau qu'elles forment dans tout le pays.

Il est vrai que la fraîcheur avec laquelle ces formes se présentent aujourd'hui tient en partie à ce que la glace les occupait encore il y a quelques milliers d'années; de telle sorte que, débarrassées par ce puissant outil de tous les matériaux meubles qui en adoucissaient plus ou moins les flancs, les déchirures norvégiennes n'ont pas encore eu le temps d'être oblitérées par le jeu naturel des eaux courantes. Mais ce qui se trahit par-dessus tout

dans leur allure, c'est l'état de dislocation du sol, causé par l'effondrement assez récent de l'Atlantique nord. Cet effondrement a fait naître une série de cassures au bord du massif scandinave, depuis longtemps raboté par les agents atmosphériques, et relevé vers l'ouest par ce mouvement. Pour cette cause, les cassures en question n'ont, dans leur tracé, aucun rapport avec la constitution géologique du massif qu'elles découpent; et c'est surtout par ce caractère, combiné avec le morcellement si complet de la surface terminale du terrain, qu'elles s'écartent des vallées d'érosion normales.

Pour le même motif, elles offrent des inégalités dont les cours d'eau n'ont pas encore eu le temps de triompher. De là vient que certaines vallées aboutissant à des fjords sont moins des vallées proprement dites que des chapelets de lacs retenus par des seuils rocheux, et dont quelques-uns, résultat d'un effondrement, descendent à des profondeurs notables au-dessous du niveau de la mer. La façon dont les cours d'eau s'enchevêtrent en quelque sorte les uns dans les autres, ajoutée à l'abondance des rapides et des cascades, dit assez qu'il s'agit d'une topographie à peine ébauchée, sans doute parce que les dislocations sont de date trop récente.

Effondrements locaux. — Lors des grands mouvements orogéniques, il paraît inévitable que certaines parties des régions plissées et disloquées viennent à se trouver dans des conditions de pente indécise, qui n'en permettent pas le façonnement rapide par les eaux courantes. Il en peut résulter la formation de *cols tectoniques*, et en même temps des portions de ces cols, plus déprimées, abriteront de petits lacs à fond de rocher, qui se maintiendront s'il ne leur vient pas, du voisinage, d'apports susceptibles de les combler rapidement. Telle pourrait être, selon M. Delebecque[1], l'origine de la série des lacs en escalier qu'on observe dans l'Isère, aux Sept-Laux. L'un d'eux, le lac de Cotepen, situé à 2151 mètres, a 70 mètres de profondeur. Il est dominé à 2182 mètres par un lac de 42 mètres, à 2217 par un troisième qui a 11 mètres de fond.

A côté de ces cavités sans importance, il en est d'autres, plus étendues, qui se forment par effondrement dans les synclinaux d'une chaîne plissée, lorsque plus tard cette chaîne vient à subir une dislocation qui la morcelle. Si, de plus, il s'agit de massifs calcaires, où les cavités produites se maintiennent mieux que dans une autre nature de terrains, cette combinaison de circonstances engendrera de grands lacs.

1. *Bibl. univ. de Genève, Archives des sciences*, 1892, p. 482. Notons cependant que l'origine glaciaire de ces lacs paraît au moins aussi vraisemblable.

Il paraît à propos de ranger dans cette catégorie ce qu'on appelle les *lacs dessarétiques* d'Albanie[1], lacs situés au cœur de la région plissée et disloquée qui prolonge les Alpes dinariques, à proximité des effondrements caractéristiques de la Thessalie et de la Macédoine. Il en existe deux principaux, occupant ensemble une surface égale à celle du lac de Constance, le lac d'Okrida et le lac Presba ou Preswa (fig. 69), situés le premier à 690, le second à 850 mètres

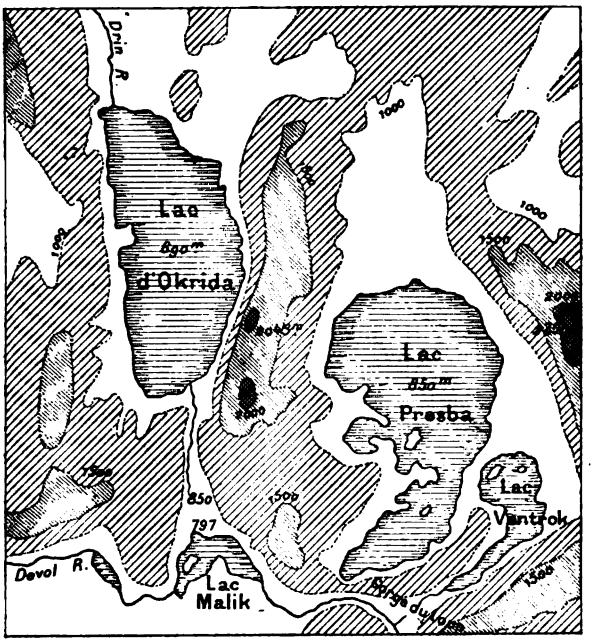

Fig. 69. — Les lacs d'Albanie.

d'altitude. Une étroite arête calcaire les sépare, s'élevant à 2043 mètres, et tandis que le lac d'Okrida s'écoule au nord par le Drin, l'autre ne peut se vider que par des fissures invisibles. On suppose que cet écoulement souterrain alimente les sources puissantes qui se font jour à la pointe sud de l'Okrida. Ce dernier lac est remarquable par la forme presque rigoureusement rectiligne de sa rive occidentale, située exactement dans le prolongement de la vallée du Drin, tandis qu'au sud du lac, mais avec un seuil intermédiaire, s'étend dans la même direction une gorge aboutissant au lac Malik, dans le centre du bassin qu'arrose le Devol. L'abon-

1. Kirchhoff's, *Länderkunde*, II, 2.

dance des émanations sulfureuses et des sources thermales le long de cette ligne plaide en faveur d'une dislocation de date relativement récente.

Tout contre le lac Presba, et au même niveau, séparé de lui par une langue de terre qui a moins de 40 pas, un autre lac, le Ventrok, au lieu de se réunir au précédent, contourne une crête étroite et se vide au sud-ouest dans le Devol par un canal en partie souterrain. Tout près de ce canal, le massif calcaire est traversé par une très curieuse fente, dite la Gorge du Loup, qui, avec des parois de 800 mètres de hauteur, n'offre que 4 à 5 mètres de largeur au fond.

Cirques. — La plupart des régions plissées de haut relief ont un noyau généralement formé par des roches cristallines et massives, qui résistent mieux à l'érosion que les terrains de la périphérie. Aussi, quand le travail du creusement des vallées atteint ce noyau, l'approfondissement du lit devient-il beaucoup plus difficile; et c'est dans une cascade verticale que se dépense la force de l'eau courante. D'autre part, le hasard fait parfois apparaître, au cœur de la chaîne, certaines couches particulièrement compactes et résistantes, comme les calcaires crétacés et tertiaires qui, au-dessus de Gavarnie, viennent recouvrir presque horizontalement les micaschistes. Minées par la base, ces roches s'écroulent par tranches verticales, jusqu'à ce que le thalweg en atteigne le pied. Alors c'est un *cirque* qui se forme, comme c'est le cas à Gavarnie, à Estaubé, à Troumouse, etc. Ces grands cirques, situés à l'origine d'un cours d'eau, représentent l'exagération de ce que nous avons vu se produire dans les petites vallées, où la naissance d'un thalweg se fait au pied d'un escarpement circulaire dit *bout du monde* [1]. Lorsque, comme à Gavarnie, la falaise du cirque est entaillée dans des couches horizontales, l'escarpement a naturellement une tendance à se diviser en gradins réguliers, en retraite les uns sur les autres.

Mais à côté de ces grands cirques de vallées, il en est d'autres, plus petits et situés d'ordinaire à de plus fortes altitudes, et dont la formation, inexplicable par l'eau courante, paraît assez liée à l'action glaciaire pour que nous en ajournions l'examen à ce chapitre.

Caractères généraux des massifs disloqués. — Dans les régions disloquées, la complication des structures marche généralement de pair avec une grande variété d'affleurements, ainsi qu'avec une

1. Voir plus haut, p. 104.

forte altitude, entraînant comme conséquence habituelle une exagération des précipitations atmosphériques. Sur de telles pentes, qui dans les districts de grande dislocation deviennent facilement convergentes, le régime torrentiel prévaut sans partage. Aussi l'érosion s'exerce-t-elle avec une grande énergie, découpant le massif en cimes, parfois en pics abrupts, que séparent de profondes vallées.

L'inégale résistance des roches se fait jour, faisant apparaître les parties les plus dures en saillie notable, et fournissant la raison de toutes les circonstances de tracé, de pente et de forme. Les différences observées ne tiennent pas seulement à la nature des terrains, mais aussi, à un très haut degré, à la structure introduite par la tectonique locale. Ainsi une roche préalablement divisée en bancs, soit par sa stratification propre, soit par l'effet du laminage lors des poussées orogéniques, se laissera découper en aiguilles déchiquetées, tandis qu'en l'absence de toute cassure elle conservera des surfaces doucement arrondies. La variété des formes pourra donc être extrême, et devra être justifiée, dans chaque cas particulier, par diverses considérations, parfois très complexes, et où interviendra souvent, avec l'érosion subaérienne, l'action des glaciers.

Il importe seulement de remarquer que ces formes sont essentiellement transitoires, et soumises à la même destinée finale que tout l'ensemble de la terre ferme. De là vient qu'en général les chaînes de montagnes offrent un relief d'autant plus inégal qu'elles sont moins anciennes et, par suite, exposées depuis moins longtemps aux efforts de l'érosion. Cela suffit, par exemple, à expliquer la différence de silhouette des Alpes et des Pyrénées. Les cimes de l'Oberland bernois ne sont que des lambeaux de la tête des plis alpins. Disloquées par mille fractures, ces têtes de plis ont en grande partie disparu, emportées par les torrents, les avalanches ou les glaciers. Ce qu'il en reste subit une destruction quotidienne, et la disparition des sommets paraît destinée à précéder le rabotage complet de la chaîne.

Massifs exotiques. Klippen. — Il arrive parfois qu'au cours de cette destruction, certaines formes apparaissent, qui pourraient être qualifiées de *paradoxes géographiques*. Telles sont, par exemple, les Mythen de Schwytz. Ce sont deux cimes calcaires, au profil abrupt et anguleux, qui surgissent tout d'un coup au-dessus d'un terrain remarquable par ses formes arrondies et doucement mamelonnées. Même si c'étaient des lambeaux d'une couche originaire-

ment superposée aux schistes tendres du substratum, on comprendrait difficilement que l'érosion les eût ainsi laissées toutes seules en saillie, sans qu'il subsistât, à droite et à gauche, d'autres témoins de la même assise. Mais la géologie permet d'affirmer qu'il y a eu renversement, et que ces lambeaux calcaires *reposent* en réalité sur des couches beaucoup moins anciennes. Alors, en reconstituant leur situation primitive, on arrive à reconnaître qu'ils ont fait partie d'un *pli couché*; c'est-à-dire que, lors des grands refoulements alpins, un pli saillant, né dans un massif calcaire, a été si fortement déjeté qu'une partie des couches plissées s'est vue poussée en avant, le long d'une surface de cassure presque horizontale, jusqu'à des distances capables d'atteindre plusieurs kilomètres. Un tel *charriage* n'a pu s'accomplir sans entraîner des dislocations fort compliquées, par suite desquelles ce *lambeau de poussée* a dû être tout particulièrement accessible à la destruction par les influences extérieures. Seules, les parties les plus dures ont été respectées, restant en saillie après l'enlèvement des roches plus tendres du pli.

C'est de la même façon qu'on a cherché à expliquer les *Klippen* des Carpathes. Ce sont des rochers calcaires, aux formes abruptes, dispersés comme des îlots à la surface d'un terrain de schistes et de grès tendres, au sein duquel on constate généralement qu'ils n'ont pas de racines. Dans l'origine, ils appartenaient à une ancienne chaîne de montagnes, que l'érosion avait fini par morceler en un archipel. Un réveil de l'activité orogénique, lors du soulèvement des Alpes, a poussé ces restes disloqués au milieu des roches tendres du terrain tertiaire; et plus tard, quand l'érosion a eu dispersé ces dernières, les débris isolés de la chaîne disparue, qu'elles tenaient comme emprisonnés dans leur masse, ont apparu au jour en raison de leur plus grande résistance à l'érosion. Et c'est ainsi qu'une anomalie géographique se montre intimement liée à un accident géologique tout à fait exceptionnel.

Le nom de massifs *exotiques* a été justement appliqué à ces lambeaux, charriés à une grande distance de leur lieu d'origine, et introduisant une véritable perturbation dans le paysage ambiant, déterminé par des formes qui leur sont tout à fait étrangères.

Dépressions régionales. — Après les régions où ont dominé les efforts de plissement, il y a lieu de considérer les compartiments de l'écorce qui, par suite de tassements ou d'effondrements d'ensemble, ont été déprimés au-dessous des territoires avoisinants.

Ceux qui ont été ainsi amenés au-dessous des mers restent en

dehors de cette étude, car ils demeurent soustraits aux actions extérieures que nous analysons. Mais il en existe beaucoup dans le domaine continental, où les uns constituent des dépressions encore aujourd'hui privées d'écoulement extérieur, tandis que d'autres forment seulement des bassins, dont les eaux trouvent, par quelque gorge ouverte à travers les montagnes, une issue vers la mer.

Ces derniers sont nombreux dans le sud-est de l'Europe, où la surrection des dépendances orientales de la grande chaîne alpine a été accompagnée et suivie par de nombreux affaissements régionaux. Le plus important forme le bassin de la Hongrie, dont la majeure partie a été un lac, avant que le Danube eût réussi à créer, ou du moins à approfondir, le défilé des Portes de Fer. De cette ancienne cuvette lacustre, il ne subsiste plus que la lac Balaton, dont la profondeur est inférieure à 11 mètres, et qui est sujet, selon l'abondance des pluies, à de telles variations de niveau, qu'en 1865, par exemple, les eaux s'y tenaient à 2 m. 15 plus bas qu'en 1879.

La Bulgarie, la Roumélie, la Macédoine, la Thrace, en un mot tout le pays compris entre les Alpes dinariques, les Balkans et la mer Egée, abondent en dépressions de ce genre, encore mieux marquées en Asie Mineure; les unes sont aujourd'hui définitivement asséchées et régularisées, comme les bassins de Sofia et de la Maritza. D'autres se trahissent encore par des lacs, tels que ceux de la Macédoine, de la Thessalie, du bord méridional de la mer de Marmara, restes de nappes beaucoup plus étendues aux époques tertiaire et pleistocène.

Dépressions sans écoulement maritime. — Bien plus grande est l'importance des dépressions privées d'écoulement vers la mer, et dont la superficie totale dépasse un cinquième de la surface des continents. De ces territoires, les uns forment de grandes cuvettes, limitées par de hauts massifs. Ainsi la dépression du Tarim, bordée d'un côté par le haut relief du Tibet, de l'autre par la chaîne du Tien Chan; ainsi encore l'oasis de Liouktchoun et de Tourfan, à environ 100 mètres au-dessous de la mer, entre le Tien Chan et l'Altaï. C'est également entre deux chaînes de montagnes qu'est contenue en Amérique la dépression du Grand Bassin. Seulement elle offre ce caractère spécial, qu'avant sa dislocation définitive elle formait une région plissée, dont de nombreux vestiges alignés subsistent au milieu de la plaine d'effondrement. D'autres dépressions constituent seulement la partie centrale affaissée de grands plateaux, comme c'est le cas pour la plupart des déserts africains.

Les bassins déprimés se distinguent tous par une topographie mal définie, qui tient à ce que le travail des eaux courantes n'a pas pu y faire disparaître entièrement l'indécision originelle de la surface.

Quand une région sans écoulement maritime a son fond au-dessus de la cote zéro (ce qui est le cas la plupart du temps), si elle a pu échapper à l'influence du niveau de base océanique, c'est évidemment parce que l'érosion fluviale et le ruissellement se sont montrés incapables d'en régulariser le relief. Autrement un lac s'y serait établi, élevant son niveau jusqu'à la hauteur du déversoir le plus favorable, et le creusement de l'émissaire du lac, combiné avec le comblement progressif de ce dernier, aurait fini par assurer l'établissement d'un réseau hydrographique normal.

Pour que cet effet ne se soit pas produit, il faut, ou bien que la région soit assez perméable pour absorber les eaux de pluie et les laisser écouler souterrainement en dehors de son domaine; ou que le climat présente une sécheresse exceptionnelle. Ce dernier cas est le plus souvent réalisé. En étudiant la répartition des conditions physiques sur le globe, nous avons vu [1] que diverses raisons concouraient à assigner aux dépressions un climat particulièrement sec. Les seules qui échappent à cette loi sont celles que favorisent les pluies équatoriales, ou qui peuvent profiter du régime humide d'une contrée voisine. De ce nombre est le bassin sans écoulement de la République argentine. Une chute de pluie de 20 à 60 centimètres lui permet de nourrir de grandes herbes, qui en font une *pampa* au lieu d'un désert. Mais le relief y demeure très indécis; une foule de lagunes salées y subsistent, et presque toutes les rivières se perdent dans des marécages ou des sables.

Causes de l'insuffisance des agents du modelé dans les dépressions. — Du reste, quand bien même la pluie ne ferait pas défaut, la constitution propre d'une dépression de quelque étendue doit nécessairement paralyser l'œuvre du modelé. En effet il y manque le facteur le plus essentiel, c'est-à-dire un *niveau de base*, non seulement bien défini, mais constitué, *avant tout travail d'érosion*, par une nappe d'eau importante et invariable.

Si la dépression résulte de l'écrasement ou du gauchissement d'un territoire bordé par des plis montagneux, elle peut difficilement avoir la forme d'une cuvette simple. Sa surface est inégale, et se partage à l'origine en dépressions indépendantes. Chacune

1. Voir plus haut, p. 67.

doit absorber pour son compte une portion du ruissellement total et en former un lac. C'est seulement quand elle y a réussi que le district avoisinant est doté d'un niveau de base provisoire. Or l'évaporation lutte, dès le début, contre cette constitution d'un réservoir, et peut être assez forte pour l'entraver. En tous cas, les inévitables variations de la surface du lac enlèvent au niveau de base cette fixité qui en ferait le point de départ de la régularisation des pentes.

D'un autre côté, tandis que, dans un territoire normal, les alluvions apportées par les fleuves sont immédiatement dispersées dans la mer, celles que reçoit un lac y demeurent forcément, élevant son niveau et agrandissant d'autant la surface d'évaporation. En même temps la rivière, embarrassée par ses propres dépôts, multiplie ses divagations au voisinage de l'embouchure. Le vent soulève les sables, obstruant l'une après l'autre les branches du cours d'eau. En résumé la topographie habituellement indécise des dépressions s'explique par l'impuissance de rivières mal définies et mal alimentées, dont la plupart finissent par être obstruées à leur embouchure, les plaines d'alluvions se transformant rapidement en déserts de sable. Et cet effet se trouve souvent accéléré par un changement de climat dans le sens d'une aggravation de la sécheresse. C'est ce qui s'est produit dans l'Asie centrale, où le Tarim, malgré l'importance de son bassin d'alimentation, finit par se perdre dans les marécages du Lob Nor, reste insignifiant et en outre instable de l'ancienne mer intérieure de Gobi.

Dépressions momentanément drainées. — Au contraire, si le climat devient beaucoup plus humide, les lacs augmentent d'importance et finissent par atteindre un niveau qui permet leur débordement dans une dépression inférieure; alors l'émissaire creuse son lit et commence la régularisation de l'écoulement.

A cet égard, il n'y a pas de témoignage plus explicite que celui qu'apportent les traces des anciens lacs dans le Grand Bassin occidental des États-Unis.

Le Lac Salé de l'Utah n'est que le reste d'une nappe lacustre beaucoup plus étendue, qui occupait la contrée à l'époque du développement des glaces quaternaires ou pleistocènes, et dont les contours ont pu être exactement reconstitués[1]. C'est l'ancien *lac Bonneville*, qui couvrait 50 000 kilomètres carrés, avec 300 mètres de profondeur. Plus à l'ouest se trouvait le *lac Lahontan*, de pro-

1. Gilbert, *Lake Bonneville* (*U. S. Geol. Survey Monographs*, I, 1890).

fondeur égale, mais de surface moitié moindre, et dont les lacs Carson, Valker et de la Pyramide sont les restes.

Les preuves de l'ancienne extension de ces lacs, qu'on a très justement comparés à de gigantesques *pluviomètres fossiles*, consistent dans un remarquable système de *terrasses*, formées, les unes d'alluvions au débouché des cours d'eau, les autres de marnes et de tufs à la fois calcaires et siliceux, qui sont dus à une précipitation chimique. La régularité et la remarquable conservation de ces terrasses impriment au paysage un caractère tout à fait saisissant (fig. 70). En plusieurs points, on observe des barres de cailloux roulés, qui se sont déposées à l'entrée des anses découpées

Fig. 70. — Les terrasses de l'ancien lac Bonneville (d'après M. Gilbert).

dans le rocher. L'allure de ces bancs horizontaux tranche sur le modelé des hauteurs qui les surmontent, et où une longue érosion subaérienne a fait naître une foule de ravinements.

Si les anciens lacs du Grand Bassin ont formé des terrasses aussi nettes, cela peut tenir à ce qu'ils ont joui d'un écoulement qui leur a permis de garder longtemps le même niveau. En effet M. Gilbert a montré que le lac Bonneville, quand il avait 300 mètres de profondeur, trouvait un déversoir au nord, dans la rivière Columbia, par le col de la Roche-Rouge. L'approfondissement de cet émissaire a fini par vider le lac en partie, jusqu'à lui faire perdre 200 mètres de niveau. Alors, l'écoulement s'étant trouvé interrompu, un nouveau stationnement de la surface a engendré la série des terrasses de Provo, jusqu'à ce que, la sécheresse survenant, la nappe d'eau se réduisît au Lac Salé, avec 4 à 12 mètres de profondeur et 20 pour 100 de sel.

Il est du reste à remarquer que des dislocations ont été conco-

mitantes de cet assèchement; car M. Gilbert a montré[1] que les terrasses, au lieu d'être horizontales, étaient aujourd'hui affectées d'un bombement qui les relevait au milieu d'environ 150 mètres.

Une bonne partie de la topographie si atténuée du Grand Bassin résulte de ce que les alluvions fluviales, au lieu d'être entraînées à la mer, ont dû se déposer sur place et combler peu à peu les dépressions.

Anciens fonds de mer. — Lorsqu'un mouvement d'ensemble de l'écorce a amené la surrection d'un fond de mer, si la contrée n'est pas extraordinairement riche en précipitations atmosphériques, il y a toutes chances pour que le relief demeure indécis. En effet, les nappes d'eau que la surrection a pu respecter, dans les cuvettes les plus profondes, ne résultent nullement d'un équilibre établi entre la pluie tombée et l'évaporation locale. Ce sont les restes d'un ancien apport extérieur, qui avait sa source dans un réservoir inépuisable, avec lequel la communication est désormais rompue. La destinée fatale de ces bassins est donc de voir diminuer leur amplitude. C'est un niveau de base qui recule sans cesse, rendant la concentration des ruissellements de plus en plus difficile, et modifiant continuellement, en raison de l'allure des fonds qui émergent, un réseau destiné à ne pas sortir de la période d'ébauche.

Le grand bassin déprimé, compris entre le Kouenlun et le Tien-Chan, et qui couvre plus de 600 000 kilomètres carrés, montre un grand nombre de cuvettes distinctes, les unes à sec, les autres ayant leur fond occupé par un lac. Les premières abondent dans la partie orientale du désert de Gobi, et elles sont aussi très nombreuses dans l'intérieur de l'Australie. Toutes ces régions désertiques ont des cours d'eau temporaires, mal définis, et presque tous leurs lacs sont salés, que cette salure soit originelle ou qu'elle résulte de l'excès de l'évaporation, les substances dissoutes que les rivières apportent dans les lacs étant forcées d'y demeurer.

C'est grâce à une abondante alimentation, par des rivières venant du nord, que la Caspienne a réussi à se maintenir, tout en diminuant d'étendue, au fond d'une dépression, dont la partie septentrionale exondée voit ses cours d'eau s'ensabler et se perdre de plus en plus. La Caspienne a maintenant son niveau à 26 mètres et son fond à 1124 mètres *au-dessous* du niveau de la mer. Ici

1. *U. S. Geological Survey Monographs*, I (1890).

l'importance de la dépression est venue en aide au climat pour le maintien de la nappe d'eau. En revanche, les dépressions du désert libyque, où le niveau du fond varie entre 20 et 75 mètres au-dessous de la mer, n'ont pas eu de peine à s'assécher, se transformant en oasis.

Effondrements linéaires. — Il y a des effondrements dont la direction est assez étroitement définie pour s'imposer au parcours de la rivière qui vient occuper le fond de la dépression.

La vallée du Rhin, entre l'Alsace et la Forêt-Noire, est le résultat d'un effondrement linéaire, survenu, selon toute apparence, par la rupture du sommet d'un dôme dont ces deux massifs représentent les flancs. L'écroulement a eu lieu par échelons, et une suite de failles se succèdent sur les flancs de la vallée, chacune produisant un nouveau rejet. Mais ce n'est pas immédiatement après la

Fig. 71. — Lacs d'effondrements linéaires.

rupture que le fleuve s'y est établi. La dépression alsacienne a d'abord servi de chenal à la mer oligocène, arrivant de Mayence, et à laquelle elle a permis d'atteindre Bâle. Puis elle a subi diverses vicissitudes, et un moment est venu où, sur son fond déjà asséché, les épanchements volcaniques du Kaiserstuhl ont dû former un barrage en travers. Si donc le Rhin alsacien coule réellement dans une ancienne cassure, du moins on ne peut pas ranger sa vallée parmi les *vallées de fracture* proprement dites, celles où l'ouverture d'une crevasse tectonique aurait immédiatement déterminé l'emplacement et la direction d'un cours d'eau.

D'autres dépressions se produisent par le jeu de cassures plus ou moins parallèles, avec glissement des compartiments le long des fentes produites. Ce mouvement, n'ayant pas partout la même amplitude, engendre des cavités analogues à celles des synclinaux, et distinguées par ce fait que les deux versants sont dyssymétriques (fig. 71), l'un d'eux étant imcomparablement plus raide que l'autre. Ces dépressions deviennent des lacs qui, avec un régime de pluies abondantes, finiraient par se vider les uns dans les autres par des vallées bien définies. Mais, là où l'évaporation a dominé, comme dans le bassin fermé de l'Utah, du Nevada et de l'Orégon,

il est resté une série de creux indépendants et alignés, dont quelques-uns sont encore pourvus d'eau[1].

En Californie, non loin de l'embouchure du Colorado, il existe des dépressions par effondrement à peu près linéaire, dont le fond est à 90 mètres au-dessous de zéro. Quelques-unes sont à sec, et transformées en déserts salins. Mais de temps en temps l'eau y reparaît, et engendre des lacs de plusieurs kilomètres de largeur, comme celui qui s'est manifesté en 1891 à Salton.

Le vrai type des effondrements *linéaires* se trouve dans l'étroit fossé (*Graben* des Allemands) sur lequel s'alignent la vallée du Jourdain, le lac de Tibériade et la mer Morte. On en retrouve le prolongement, au delà de l'Abyssinie, dans une curieuse dépression rectiligne, au bord de laquelle sont situés les volcans du Kenia et du Kilimandjaro, et dont le parcours est jalonné par une série de lacs sans écoulement, comme le lac Rodolphe.

Quelques-uns des grands lacs de l'Afrique, comme le Tanganyka, appartiennent à des effondrements linéaires du même ordre. Ils se distinguent par ce fait que, malgré leur allongement, ils ne sont pas situés sur le parcours d'une vallée, et c'est de côté, par un émissaire à angle droit sur leur axe, qu'ils se vident, assez irrégulièrement d'ailleurs. C'est à l'abondance des pluies équatoriales qu'ils doivent leur grande étendue comme nappes d'eau. La profondeur du Tanganyka est considérable et dépasse par endroits 550 mètres.

1. I. C. Russell, 4th *Annual report U. S. geol. Survey*, p. 446.

HUITIÈME LEÇON

CYCLE D'ÉROSION. — APLANISSEMENT FINAL

Notion du cycle d'érosion. — D'après ce que nous avons vu précédemment, la combinaison des influences génétiques et tectoniques passives a pour effet de compliquer l'œuvre normale du modelé et d'en retarder l'accomplissement, en même temps qu'elle impose au réseau hydrographique des conditions directrices. Mais la marche générale du phénomène ne change pas, non plus que son terme final. Seulement les diverses phases en sont plus durables et mieux marquées. Leur succession forme, pour le système des cours d'eau de la région, un *cycle d'érosion* ou *cycle d'activité* complet. Même M. W. Morris Davis se sert du mot de *cycle vital*, pour rappeler que l'évolution d'un réseau hydrographique comporte une série de phases, constituant comme autant d'*âges*, où l'on peut distinguer depuis l'*enfance* jusqu'à la *décrépitude*. Nous emprunterons en grande partie au savant géographe américain la définition précise de ces états successifs, qu'il a mis le premier en complète lumière [1].

Enfance et jeunesse d'un réseau hydrographique. — Dans l'*enfance* d'un réseau, surtout si la surface structurale est quelque peu indécise, la concentration des ruissellements est lente à se faire; nombreux sont les cours d'eau qui aboutissent à des lacs provisoires, de sorte que l'évaporation enlève une grande partie de la pluie tombée; aussi le rapport entre le débit aux dernières embouchures et la chute de pluie sur le bassin est-il relativement bas. Les rivières initiales adoptent tout de suite le tracé que les condi-

1 Voir notamment *Rivers and valleys of Pennsylvania* dans *National geogr. Magazine*, 1889, et *Journal of Geology*, Chicago, 1894.

tions de pente de la surface leur indiquent le plus naturellement, quelles que doivent être d'ailleurs les difficultés qu'elles y rencontreront plus tard pour l'approfondissement de leurs lits. La charge de matériaux solides qu'elles déplacent est peu considérable ; car elle n'est empruntée qu'à la superficie des versants d'un réseau à peine ébauché.

Dans la *jeunesse* et l'*adolescence*, les lignes de drainage se multiplient et deviennent de plus en plus aptes à fournir aux eaux pluviales un écoulement rapide. De nombreux sillons sont déjà creusés dans la surface structurale, diminuant beaucoup la part du ruissellement qui peut échapper à la concentration finale. Les arrêts lacustres sont moindres ou tout au moins ne sont plus isolés, la liaison s'établissant par des rapides et des cascades de récente formation. Les versants raides des vallées *conséquentes* qui viennent de se fixer, au prix de l'abandon partiel des tracés primitifs, en conformité des exigences du terrain entamé, fournissent aux rivières encore torrentielles une quantité croissante de matériaux solides. Les essais que font les eaux affluentes pour se loger dans des lits *subséquents* commencent à donner des résultats définitifs. En s'affirmant, ces cours d'eau secondaires découpent en mille endroits les anciennes pentes de la surface structurale. Aux lignes de faîte de cette dernière s'ajoutent une foule d'arêtes de partage *subséquentes*, dont la migration comporte de fréquents accidents de *capture*. L'écoulement des pluies devient plus rapide, et la charge que les rivières ont à transporter augmente notablement.

Maturité du réseau. — Alors arrive la période de *maturité*. Le relief garde encore une grande part de l'intensité qu'il avait acquise durant la phase d'adolescence ; mais il s'y joint une extrême variété de détails. Tous les affluents sont définis ; il ne reste plus de pentes indécises et, dans la plus grande partie du bassin, le travail du creusement est presque achevé, de sorte que les courbes des cours d'eau sont régularisées. Le tracé des thalwegs s'est complètement adapté à la structure du terrain, grâce à un processus délicat et continu de sélection naturelle, en vertu duquel les parties qui s'accordaient le mieux avec cette structure survivent seules, tandis que les autres s'atrophient ou disparaissent. L'impétuosité de la jeunesse a fait place à un régime d'équilibre, et si les branches du cours supérieur, où la marche régressive du creusement n'a pas encore dit son dernier mot, laissent encore voir plus d'un trait caractéristique de l'adolescence, déjà la vieillesse commence à faire son apparition dans les tronçons inférieurs.

A cet état, les cours d'eau principaux se divisent tous en trois tronçons : l'un, supérieur, où persiste le régime torrentiel, avec cascades et modification du lit aussi bien que des versants; le second, moyen, où il ne se fait ni creusement ni dépôt permanent; le troisième, inférieur, où le cours d'eau, pourvu d'un débit notable, s'étale largement dans ses crues, engendrant par le dépôt des matériaux transportés une *plaine alluviale* ou *plaine de débordement*.

Fig. 72. — Torrent des Alpes, avec barrages pour briser la pente.

Partie torrentielle. — Ainsi que nous l'avons indiqué précédemment, le régime torrentiel du tronçon supérieur résulte de la forme en *entonnoir*, que prennent nécessairement les versants à l'origine d'un thalweg. A cette influence s'ajoute celle des pentes accentuées que présente, dans sa partie haute, un bassin limité par des montagnes. De plus, au cœur d'un massif accidenté qui n'a pas encore subi l'effort d'une trop longue érosion, la plupart de ces fortes pentes sont convergentes, de sorte que les *eaux sauvages*, après avoir dégradé, selon sa consistance, le terrain sur lequel elles coulent, se réunissent en *torrents* (fig 72). L'eau courante y acquiert des vitesses de 12 mètres et plus par seconde, ce qui la

rend capable d'effets mécaniques considérables, contre lesquels on ne peut lutter qu'en brisant la pente par des barrages successifs. Les berges de ces torrents sont sujettes à de fréquents éboulements, qui prennent, dans certaines régions déboisées, par exemple dans les Hautes-Alpes, un caractère particulièrement désastreux. Pour les conjurer, il faut, avec la correction du lit, mener de front une reprise de possession méthodique des versants par la végétation, seule capable de fixer le sol et de rendre le ruissellement pluvial inoffensif.

La plupart des torrents débouchent dans une vallée sensiblement plus large, où leur vitesse s'amortit tout d'un coup. Aussi les matériaux solides transportés se déposent-ils, à l'issue du *couloir* torrentiel, sous la forme d'un cône aplati, dit *cône de déjection*. C'est un mélange confus de gros blocs, de pierres roulées, de graviers et de boue, s'étalant en éventail sous une inclinaison d'un très petit nombre de degrés, et souvent remanié par les filets d'eau qui divaguent à sa surface, en allant rejoindre le cours d'eau dont le torrent est tributaire.

Tronçon moyen. — Le tronçon moyen d'un cours d'eau parvenu à maturité est celui où la pente, complètement régularisée, ne permet plus ni creusement du lit ni dépôt permanent des alluvions. Le lit est d'ailleurs devenu assez large pour que les versants ne subissent plus que l'érosion pluviale. La rivière, qui garde un excédent de force dans ses crues, cherche à réaliser son régime d'équilibre en augmentant la longueur de son parcours, par les sinuosités ou *méandres* qu'elle décrit au milieu des alluvions dont son *lit majeur* est tapissé. En même temps elle remanie ces dernières, les déplaçant de proche en proche par l'attaque des berges concaves au profit des boucles convexes. Ainsi les matériaux des alluvions cheminent peu à peu, exerçant les uns contre les autres un frottement qui émousse toutes leurs aspérités. De cette façon se constituent les *cailloux roulés*, tandis que les menus débris provenant de cette trituration mutuelle engendrent des graviers, des sables et de la vase. Mais celle-ci, toujours soumise à l'action oxydante de l'air, se transforme en *limon*, qui va se déposer surtout dans la plaine alluviale servant de cadre au tronçon inférieur.

Tronçon inférieur. Plaines alluviales. Deltas. — La plaine de débordement avait commencé à se constituer autour de l'embouchure, dès le moment où la pente de cette partie terminale a été régularisée. De là elle a progressé vers l'amont, réagissant dans le même sens sur les affluents du cours inférieur par le léger relève-

ment qu'elle imposait à leur niveau de base. En même temps les progrès de l'alluvionnement ont dû avoir pour effet de modifier le débouché des affluents. Comme l'apport des matériaux se fait plus rapidement par le fleuve principal, ce dernier amène sans cesse de nouveaux dépôts, dans la région de remous qui s'étend entre son chenal et celui de la rivière affluente. Celle-ci est donc constamment rejetée de côté, et son confluent se déplace toujours vers l'aval. L'angle de rencontre des deux cours d'eau, primitivement à peu près droit, devient de plus en plus aigu.

Peu de rivières ont éprouvé cet effet au même degré que l'Ill, qui, toujours rejeté au nord, en est arrivé à couler, sur une grande longueur, dans la plaine alsacienne, parallèlement au Rhin.

La Theiss ou Tisza de Hongrie offre l'exemple opposé, celui d'une rivière constamment repoussée par les alluvions de ses affluents torrentiels. Dans l'origine, elle coulait en moyenne à cent kilomètres à l'est de son lit actuel. Le déplacement est l'œuvre des rivières latérales qui descendent des Carpathes, charriant sur une pente rapide des cailloux et des sables.

C'est aussi durant la période de pleine activité que se forment les *deltas*, c'est-à-dire les conquêtes opérées par les alluvions de l'embouchure au détriment du domaine maritime, dans les mers où il n'y a ni marées excessives ni courants assez forts pour disperser les sédiments. De cette manière, la plaine de débordement s'accroît au delà de l'embouchure; et si plusieurs fleuves en viennent à entremêler leurs deltas, comme ont fait l'Escaut, la Meuse et le Rhin, il en résulte l'addition, au territoire continental, d'une bande plus ou moins étendue de *Pays-Bas*, bande nécessairement instable, parce qu'elle est exposée à la fois aux incursions des grandes marées et à l'inondation par les crues fluviales. Seulement ce dernier danger diminue avec le temps, la rivière opérant le *colmatage* naturel de ses rives par les alluvions qu'elle y dépose, à condition toutefois qu'on n'essaie pas de la contenir d'une façon permanente par des digues insubmersibles.

Définition de la maturité d'un réseau. — Pour que l'état de *maturité* puisse être considéré comme acquis, il ne suffit pas qu'un ou plusieurs cours d'eau d'un même bassin soient pourvus d'un profil d'équilibre. Il faut encore que ce profil soit stable.

En effet, la stabilité d'un cours d'eau déjà régularisé peut n'être que provisoire, et c'est ce qui arrive toutes les fois que le territoire auquel appartiennent les eaux n'a pas été façonné dans toute son étendue. Supposons un pays engendré par la rapide émersion d'un

fond de mer, qui se sera plus ou moins déformé en se relevant. Au début le territoire pourra se trouver partagé en cuvettes indépendantes, étagées à divers niveaux. Le fond de chacune de ces cuvettes sera occupé par un lac, lequel fournira le niveau de base de son bassin. Mais la destinée d'un lac est d'être comblé à la longue par les alluvions qui viennent s'y verser. Son niveau se relève donc, et il arrive un moment où il devient apte à déborder par-dessus le point le plus bas de son pourtour, ce qui amène une perturbation complète du réseau.

D'autres fois, c'est un cours d'eau inférieur qui, par le seul progrès de son creusement, pourra se trouver conduit jusqu'au lac, qu'il videra brusquement; après quoi le réseau hydrographique supérieur, devenu une dépendance du cours d'eau conquérant, devra subir un remaniement général. Enfin il est possible qu'au moment où la pente d'une artère principale est déjà régularisée, quelques-uns des affluents latéraux soient encore très peu avancés dans leur évolution. Si celle-ci, en se développant, comporte, en raison du terrain rencontré, une dégradation plus active des versants, il en résultera un apport de matériaux dans la vallée principale, sous la forme d'un cône de déjection qui tendra à l'obstruer, ce qui obligera la rivière à augmenter sa pente dans cette section[1].

C'est seulement quand tous ces accidents sont devenus impossibles, et que le territoire entier ne présente plus de parties sans écoulement ni de massifs encore inattaqués, que commence la maturité du modelé. Cette maturité est acquise au moment où, tous les tracés des thalwegs étant devenus stables, les pentes qui les entourent sont façonnées de telle sorte que l'eau provenant des pluies trouve toujours à s'écouler le plus vite possible.

Cela ne veut pas dire que la topographie ne se modifiera plus. Au contraire, les versants ne cesseront pas de s'abaisser. Mais, dans cette descente, les rigoles d'écoulement garderont les mêmes tracés, et il y aura seulement aplatissement progressif d'un terrain dont le dessin général ne variera plus. Ce sera comme une descente en masse, avec adoucissement de tous les contours, mais sans changement des thalwegs.

Caractères de la maturité. — C'est avec pleine justice que M. Davis a appliqué le nom de *maturité* à cet état de choses : car, ce qui le caractérise, c'est que toutes les fonctions du réseau hydrographique s'exercent alors dans leur plénitude. Auparavant,

1. Davis, *Journal of Geology*, II, 1884.

l'incertitude qui persistait par endroits dans l'écoulement des eaux, la stagnation forcée de ces dernières dans des lacs provisoires, favorisaient la perte de l'eau par évaporation. Le soleil en pouvait ainsi ressaisir une partie au passage, et c'était autant de perdu pour le reste de la contrée. Une fois le rapide écoulement des eaux assuré, cet inconvénient n'existe plus. Les vallées sont profondes et fraîches, leur tracé n'offre aucune indécision, tout l'excédent des pluies arrive sûrement aux rivières. Le réseau des ravinements étant complet, la surface d'attaque des versants est portée à son maximum; de sorte que c'est durant cette phase que se fait le plus

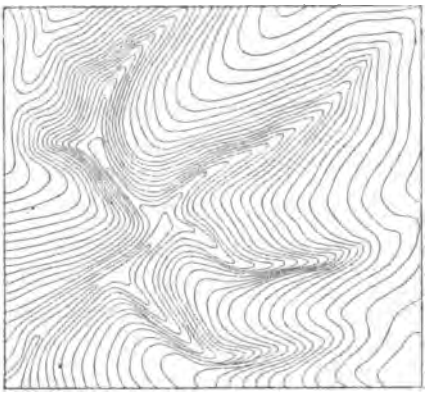

Fig. 73. — Fragment topographique pris aux environs de Verdun (côte Saint-Michel). Échelle 1 pour 40,000. Équidistance des courbes : 5 mètres.

actif transport de menus débris. En un mot, le réseau fluvial est dans son plein épanouissement.

Telle est aujourd'hui la condition de la plupart de nos contrées dans la région parisienne, et la raison d'être de leur aptitude à recevoir tout l'effort de la civilisation. Plus tard, avec un relief moindre, des cours d'eau plus paresseux, des pluies moins abondantes, les circonstances seraient moins propices; tant il est vrai qu'il peut y avoir, pour un terrain, des conditions de jeunesse, d'âge mûr et de vieillesse, capables d'exercer une grande influence sur les destinées de l'humanité. Ici, à l'exemple de ce qui se passe dans l'ordre des choses morales, la fougue des eaux et l'indécision des tracés caractérisent la jeunesse, tandis qu'à l'âge mûr semble correspondre un emploi mesuré en même temps que ferme des forces dont la vieillesse amènera le déclin.

Au point de vue topographique, l'état de maturité se reconnaît

à la régularité avec laquelle les courbes de niveau se succèdent, tant sur les versants du cours d'eau principal que sur les vallons qui les accidentent (fig. 73), et dont la plupart peuvent être à sec pendant la plus grande partie de l'année. Si, sur les pentes, quelques courbes limitrophes se resserrent, accusant une plus grande consistance du terrain, la succession est régulière dans les thalwegs, où l'écartement de deux courbes consécutives augmente progressivement de l'amont à l'aval.

Vieillesse du réseau. — La vieillesse d'un réseau hydrographique se traduit par une atténuation générale, sous le rapport de l'intensité comme sous celui de la variété, de toutes les formes comme des fonctions du réseau. L'approfondissement des vallées marchant moins vite que la lente dégradation des cimes, le relief s'adoucit et les parties convexes y deviennent prépondérantes. Alors l'intensité de la pluie diminue, les vents humides ne rencontrant plus d'obstacles aussi brusques; dès lors la charge des rivières est moindre, les petites branches de tête s'atrophient; l'adaptation aux structures cesse d'être aussi nette. Le courant des troncs principaux perd de sa force, surtout dans la plaine de débordement, où le plus petit obstacle suffit pour détourner le fleuve et l'obliger à changer son lit, en décrivant dans la plaine des *méandres divagants*. Alors cette plaine atteint sa plus grande extension. A chaque crue, le cours d'eau, rompant une digue, peut se précipiter sur des parties qu'il n'avait pas visitées depuis longtemps, comme aussi un barrage, tel qu'une accumulation de troncs d'arbres entraînés, isolera d'anciens lits qui se transformeront en *lacs*. Nulle part ce régime n'est mieux accusé que sur le cours inférieur du Mississipi, où les efforts de l'homme sont souvent impuissants à empêcher les divagations du fleuve. Ces divagations sont quelquefois assez importantes pour engendrer de véritables *bifurcations*, par suite desquelles une partie d'un fleuve se détourne définitivement de sa vallée pour suivre une autre route. Le cas le plus célèbre est la bifurcation de l'Orénoque, dont un bras, le Cassiquiare, va par le Rio-Negro rejoindre l'Amazone.

D'après M. Chaffanjon, cette bifurcation serait de date récente et ses effets ne cesseraient de s'accentuer. L'Orénoque, coulant dans une gorge étroite, au pied du haut massif montagneux de la Sierra Parima, d'où lui arrivent de nombreux affluents, alimentés par les pluies équatoriales, en aurait reçu un accroissement de vitesse qui l'a rendu apte à miner sa rive gauche à la sortie de la gorge. Il aurait ainsi coupé (fig. 74) un chenal de débordement

vers les sources voisines du Cassiquiare, affluent du Rio Negro, branche principale de l'Amazone, à travers un faîte de partage insignifiant et très rapproché de l'Orénoque. Un jour, une inondation plus forte l'aurait amené par-dessus le faîte et alors il aurait commencé un travail de creusement qui a créé l'union des deux rivières. M. Hübner [1] admet aussi que le volume des eaux ainsi dérivées vers l'Amazone va de jour en jour en croissant.

Un type de rivière divagante était la Theiss avant sa canalisation. Pour une longueur de vallée de 545 kilomètres, elle se développait

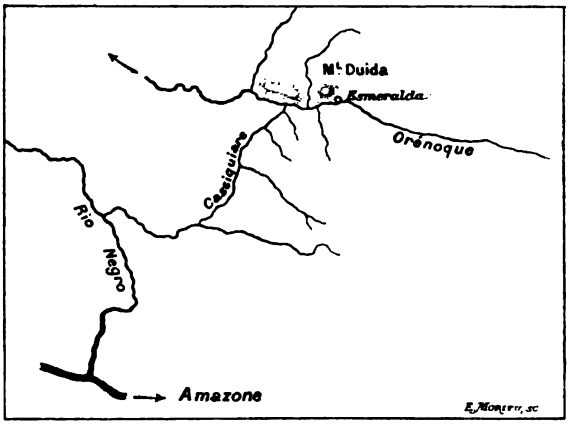

Fig. 74. — Schéma de la bifurcation de l'Orénoque.

sur près de 1300 kilomètres, ramifiée à l'infini en canaux secondaires au milieu de lacs, d'étangs et de marécages.

Le dernier terme de la vie des cours d'eau, ou la *décrépitude*, serait l'obstruction des embouchures, par le sable que le vent soulève, sur un territoire où son action a de plus en plus de prise, à mesure que le climat devient plus sec et le relief moins accentué. Plus d'un fleuve actuel subirait déjà cette destinée, si les efforts de l'homme ne s'employaient à maintenir son chenal de sortie.

Notion des pénéplaines. — Lorsqu'un cycle d'érosion est parvenu à son terme, le bassin sur lequel l'activité des eaux courantes s'est exercée ne doit plus avoir qu'un relief insensible. Mais si le territoire est ainsi aplani, il ne forme une surface plane qu'au voisinage de l'embouchure des cours d'eau. Partout ailleurs, non seulement le niveau va s'élevant peu à peu ; mais l'inégale dureté des roches fait qu'il subsiste encore de petites inégalités de relief, fai-

1. Voir *Bull. American geogr. Society*, XXVIII, p. 56.

sant du pays ce que M. Davis [1] a nommé une *pénéplaine* [2], dans des conditions d'altitude commandées par le niveau de base [3].

Comme les rivières décrivent des méandres sur cette surface doucement ondulée, entre des versants de pente devenue presque négligeable, on peut dire que *la pénéplaine a pour limite une surface engendrée par la combinaison de tous les profils d'équilibre des cours d'eau.* C'est pourquoi, dès la phase de maturité, quand les rivières principales ont cessé d'approfondir leurs lits, et que toutes les embouchures des affluents ont été régularisées, il suffit de réunir par des courbes les points de même altitude de tous ces lits fluviaux, pour dessiner d'avance la surface topographique dont la pénéplaine finale différera infiniment peu, une fois que les versants des vallées auront été abattus.

Exemples de pénéplaines. — Peu de pays répondent à la conception d'une pénéplaine mieux que le versant méridional du fleuve de l'Amazone. Entre son affluent le Madeira et le haut bassin du Paraguay, il n'existe pas de seuil s'élevant à 300 mètres. Pour atteindre cette altitude, il faut, dans la partie moyenne du fleuve, s'écarter perpendiculairement à sa direction de plus de 800 kilomètres, et pas un seul point de la partie brésilienne de cet immense bassin n'atteint 1000 mètres. Cependant, à part un ruban de terrain tertiaire qui longe l'Amazone, tout le versant est à peu près exclusivement composé de terrains anciens et de schistes cristallins, supportant une couverture de grès horizontaux, qui ne sont pas de formation marine. La mer n'a donc eu, ni par abrasion ni par sédimentation, aucune part à cet aplanissement. Au contraire, la régularité avec laquelle se développe le réseau fluvial, l'énorme étendue des plaines d'alluvions des cours d'eau, les élargissements et les divagations de leurs tronçons inférieurs, accusent l'œuvre prépondérante d'une érosion longtemps poursuivie. L'effet de cette érosion serait plus complet encore, si la nature gréseuse du terrain qui sépare les rivières ne se prêtait mal au travail d'aplatissement des versants.

Toutefois le massif brésilien du nord ne peut pas être donné comme le type d'une pénéplaine parfaite; car les affluents de l'Amazone traversent des rapides et des cascades à une distance

1. *American Journal*, 1889. — 2. Il nous a semblé que le mot *peneplain*, créé par M. Davis, pouvait passer presque sans altération dans notre langue, et y être employé au même titre que celui de *péninsule*. — 3. C'est à cause de cette relation de niveau que la surface aplanie par l'érosion a été qualifiée par MM. Powell et Dutton de *baselevel of erosion*. Les auteurs américains disent d'un pays amené à cette condition qu'il est *baselevelled*. D'autres ont employé le mot de *surface d'abrasion*.

peu considérable de leur embouchure, et non dans les parties hautes de leur cours. Ces changements de pente se produisent toujours au voisinage des points où les schistes cristallins affleurent dans les vallées. Il est donc vraisemblable qu'un exhaussement en bloc du sol brésilien est survenu, alors que la pénéplaine était à peu près façonnée, et que ce mouvement, en relevant le bord de l'ancien massif cristallin plus que le ruban sédimentaire qui l'entourait, a dressé en travers des cours d'eau quelques seuils dont ils n'ont pas encore triomphé.

C'est aussi dans la catégorie des pays complètement façonnés qu'il faut ranger les plaines de la Lorraine, depuis le pied des Vosges jusqu'à la première apparition des calcaires jurassiques. De Sarreguemines à Lunéville, on y voit affleurer successivement, en couches très doucement inclinées vers l'ouest, les assises du muschelkalk et celles des marnes irisées. L'ensemble est en grande majorité argileux ou marneux. Aucun obstacle n'a entravé l'œuvre d'un réseau hydrographique très simple, entièrement déterminé par la pente uniforme de la contrée. Toute la surface s'est abaissée à mesure que se creusaient les lits des cours d'eau, et cette absence de relief contraste d'une façon remarquable, soit avec le rempart que forment à l'ouest les calcaires oolithiques, soit avec les éminences que le grès bigarré dessine à l'est sur le flanc des Vosges.

La plaine des Woëvres, au delà du rempart corallien de Verdun, doit son origine à des circonstances semblables.

La Finlande, ce massif de terrains cristallins si peu accidenté, toute la partie du sol russe qui l'avoisine, enfin la région canadienne, pourraient être citées parmi les pénéplaines parfaites; car la simplicité absolue de la topographie y fait contraste avec l'état de dislocation ou de complication du terrain sous-jacent. Il n'y a pas de doute que ces territoires, les plus anciennement émergés qu'il y ait sur le globe, n'aient été aplanis par l'érosion subaérienne. Mais l'action glaciaire, en venant tardivement s'y superposer, leur a imprimé une marque trop distincte pour n'avoir pas effacé quelques-uns des caractères originels. Aussi serons-nous dans l'obligation de prendre nos exemples les plus typiques de pénéplaines dans des pays où le niveau primitif des surfaces aplanies a été ultérieurement modifié, mais pas assez pour qu'elles soient devenues méconnaissables. C'est ce que réalisent le Plateau Central de la France et l'Ardenne.

Plateau Central. Ardenne. — Le caractère qui permet le plus

sûrement de discerner une pénéplaine n'est pas, à vrai dire, l'aplanissement à peu près complet de sa surface, aplanissement que peuvent offrir aussi d'anciens fonds de lacs ou de mers. C'est la combinaison de cette circonstance avec une autre non moins décisive : à savoir l'indépendance complète de la surface terminale, relativement à la constitution géologique du terrain. Un massif horizontalement stratifié, qui a subi un relèvement en bloc, peut demeurer couronné par une couche plus dure que les autres, à laquelle l'effort de l'érosion subaérienne se sera arrêté, faisant naître une plate-forme interrompue par des vallées, sans qu'il se soit jamais opéré de nivellement proprement dit de la contrée. Mais quand une région, même ultérieurement soulevée, montre en profondeur des couches inclinées ou disloquées, qui toutes affleurent par leur tranche sur une même surface terminale peu différente d'un plan, et n'offrant que de larges ondulations convexes, alors on peut affirmer qu'il s'agit d'une pénéplaine. C'est comme si un rabot avait passé sur la surface structurale originelle, assez profondément pour atteindre ses racines, assez longtemps pour effacer en partie l'action directrice que les affleurements de dureté inégale avaient dû imprimer au réseau hydrographique initial. L'ancien niveau de base, aujourd'hui plus ou moins déplacé, sera reconnaissable d'après l'allure générale de la surface aplanie. Et l'attribution de cette dernière à la catégorie des pénéplaines deviendra certaine, si les conditions géologiques du pays permettent d'exclure toute hypothèse d'arasement par les vagues de la mer.

Tel est précisément le cas du Plateau Central de la France. Avant qu'il eût été en partie recouvert par les épanchements volcaniques de la fin des temps tertiaires, et qu'un mouvement général de bascule l'eût fortement relevé au sud-est, ce plateau constituait une surface à peu près plane et sensiblement horizontale. Aujourd'hui encore, si de l'une à l'autre des vallées profondes qui le découpent on joint les crêtes culminantes, en ayant soin de laisser de côté les terrains volcaniques, on trouve que l'ensemble diffère peu d'un plan régulièrement incliné vers le nord-ouest. Si, dans le centre, ce plan a subi quelques déformations, en revanche sa régularité est presque parfaite entre Montluçon et la Creuse, où le relèvement progressif vers le sud-est se fait si lentement qu'il est à peine sensible à l'œil. Sur la surface, les gneiss, les granites, les schistes précambriens, parfois le terrain houiller, affleurent en dessinant des bandes irrégulières, que la topographie

indique seulement quand il y a de notables différences de dureté. Ainsi certaines chaînes granitiques font saillie sur l'ensemble, parce qu'elles formaient des noyaux résistants, dont l'érosion n'avait pas complètement triomphé. Encore les contours de ces protubérances ont-ils eu le temps de devenir remarquablement convexes.

On sait d'ailleurs, par la géologie, que la totalité du Plateau Central était émergée au moins dès la fin des temps jurassiques; que la mer n'y est plus revenue depuis lors, et qu'au milieu de l'ère tertiaire, des lacs, ou plutôt des lagunes, communiquant par intervalles avec la mer, affleuraient, en Limagne comme au Cantal, tout contre le bord de la plaine cristalline, alors complètement rabotée. L'action marine n'a donc eu aucune part à cet aplanissement, œuvre exclusive de l'érosion subaérienne et fluviale, très longtemps poursuivie. Quant aux phénomènes qui ont porté cette pénéplaine à l'altitude qu'elle possède aujourd'hui, en lui faisant subir quelques déformations partielles, ils dépendent d'influences tectoniques ultérieures, dont il sera question plus loin.

L'Ardenne est aussi une ancienne pénéplaine, soulevée et inclinée tardivement, mais sans altération notable de son relief terminal. L'aplanissement de sa surface est demeuré frappant, d'abord parce que les vallées y sont peu nombreuses; ensuite parce qu'aucune formation volcanique ou continentale ne s'y est superposée. La composition du terrain est plus variée que celle du Plateau Central, comme on peut s'en assurer en suivant le cours de la profonde tranchée que la Meuse a su s'y ouvrir; et les sédiments plissés, le plus souvent renversés sur eux-mêmes, affleurent en nombreuses bandes parallèles, qui donnent à une carte géologique de la région un aspect remarquablement rubané. Tandis que les tranches des schistes argileux engendrent des plateaux fangeux ou *fagnes*, les terrains plus durs dessinent parfois une petite saillie au-dessus du plateau environnant. Telles sont les traînées de rochers calcaires qu'on suit à travers le paysage monotone des schistes de la Famenne, ou encore les crêtes de quartzite qui font saillie au-dessus du plateau de Monthermé. Mais à part ces petites inégalités, tout le massif est arasé à un même plan, et donne à l'observateur la sensation d'un plateau indéfini.

Là aussi, il est certain que l'érosion marine n'est pas intervenue. Émergée depuis les temps carboniférens, à la fin desquels une haute chaîne de montagnes se dressait à cette place, l'Ardenne était déjà aplanie quand la mer crétacée est venue la recouvrir

pour peu de temps. A l'époque éocène, elle formait une plaine doucement inclinée vers la mer. Rien ne s'y est superposé depuis lors, et sans le mouvement qui l'a relevée au sud, en y déterminant l'ouverture de gorges profondes, elle se montrerait encore, avec des rivières sinueuses à sa surface, telle que l'avait façonnée le travail d'érosion des temps secondaires et tertiaires; témoignage saisissant de la puissance avec laquelle les actions subaériennes excellent à niveler même les territoires les plus accidentés.

Inversion du relief. — Une curieuse conséquence de l'érosion dans les terrains plissés est l'*inversion* du relief primitif, qui fait que, dans les pénéplaines résultantes, les dépressions originelles sont souvent remplacées par des saillies et inversement. C'est ce qui a été plus d'une fois constaté en Amérique, notamment dans la chaîne des Appalaches, en Pennsylvanie.

Soit ABCDE (fig. 75) le profil initial d'une surface, comprenant

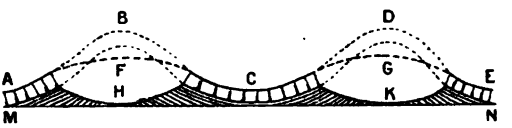

Fig. 75. — Inversion du relief dans les régions plissées.

un synclinal C entre deux anticlinaux B et D, et formée par les inflexions d'une couche dure, qui surmonte une assise plus tendre. L'aplatissement des versants par érosion transforme ce profil en AFCGE, ce qui met à nu la roche tendre en F et en G. Or s'il existe en MN un cours d'eau transversal drainant l'ensemble des trois plis, des affluents latéraux naîtront dans les anticlinaux F et G, affouillant la couche tendre et respectant en partie les crêtes plus dures. A la fin, les fonds H et K de ces vallées latérales descendront plus bas que C; et cela d'autant mieux que la roche dure, serrée en C, aura acquis plus de compacité.

Bien entendu le résultat dépend aussi de la position qu'occupe le niveau de base de la contrée relativement aux synclinaux.

C'est par un effet du même genre que le soulèvement du pays de Bray, tout en portant les terrains qu'il affectait à une altitude supérieure de 500 à 600 mètres à leur niveau primitif, a fini par se traduire, dans la topographie générale, par une vallée, la *vallée de Bray*. Sans doute le fond de cette vallée est inégal, et par endroits il s'y dresse des croupes très élevées. Néanmoins, la facilité avec laquelle les couches infracrétacées et jurassiques se sont laissé

affouiller sur l'axe de l'anticlinal, tandis que les flancs crayeux de la déchirure limitaient l'effet de l'érosion sur les bords, a eu pour conséquence une inversion presque complète du relief.

Vitesse du travail d'aplanissement. — Il serait intéressant de pouvoir indiquer des chiffres relatifs à la rapidité plus ou moins grande avec laquelle peut se faire la réduction d'un pays à l'état de pénéplaine. M. Steck[1] a calculé que, dans le bassin de la Kander, l'ablation superficielle moyenne est actuellement d'un mètre en 2,203 ans. Pour la Reuss, les chiffres de M. Heim donneraient un mètre en 3,333 ans, différence qui s'explique, d'abord par une moindre abondance des pluies, ensuite par la dureté plus grande des roches que traversent la Reuss et ses affluents.

Les chiffres précédents se rapportent à des régions montagneuses, où l'œuvre de l'érosion est encore en pleine activité. On en obtiendrait d'analogues pour les fleuves, tels que le Gange et l'Iraouaddy, qui viennent de l'Himalaya. En revanche, l'ensemble des fleuves de l'Europe moyenne exigerait près de 33,000 ans pour une ablation superficielle d'un mètre, si l'on considérait seulement la quantité de matières solides que ces fleuves charrient. Mais, en tenant compte de tout ce qui peut être déposé en cours de route, M. Penck[2] estime que l'œuvre de la dénudation *fluviale* doit s'élever chaque année pour toute la terre à 20 kilomètres cubes, ce qui, réparti sur l'ensemble des territoires soumis à ce genre d'érosion (environ 26 p. 100 de la superficie continentale, selon M. Penck) donnerait une ablation de 64 centièmes de millimètre par an, ou de 1 mètre en 1,440 ans. Dès lors, un territoire de 1,000 mètres d'altitude moyenne serait nivelé en un million cinq cent mille ans environ. Mais à cela il faudrait ajouter les effets du vent, de l'altération atmosphérique, de la glace, etc.

Influence du régime météorologique. — Les diverses phases qui caractérisent un cycle d'érosion ne se succèdent régulièrement dans l'ordre indiqué que si le régime météorologique de la contrée ne subit pas de variations notables. Une exagération momentanée des précipitations atmosphériques rajeunirait l'œuvre de l'érosion, comme aussi un changement inverse accélérerait le passage à la vieillesse. Même à supposer que la quantité de pluie annuelle ne varie pas, et que le cours d'eau soit parvenu à ce qu'on appelle l'état de *régime*, il ne faut pas oublier que la distribution des pluies n'est pas uniforme; de sorte que le régime comporte des variations

1. Travaux de l'institut géogr. de Berne, 1893. — 2. *Morphologie der Erdoberfläche*, I, p. 383.

entre l'*étiage* et les *crues*. C'est pendant ces dernières seulement que le cours d'eau peut se montrer susceptible d'érosion ou de remaniement.

Or il n'est guère de rivières, si ce n'est peut-être celles qui se sont installées sur les dernières moraines glaciaires, où il ne soit aisé de reconnaître les traces d'un état météorologique sensiblement plus humide que l'état actuel. C'est à cela que le *lit majeur* de la plupart des vallées, c'est-à-dire le lit que les cours d'eau n'occupent qu'en temps d'inondations, doit de se montrer presque partout très supérieur en étendue aux besoins présents de la rivière. Par conséquent, de même qu'on commettrait une grave erreur en prenant l'état actuel d'un cours d'eau parvenu à maturité pour la mesure exacte du travail qu'il a pu accomplir antérieurement; de même on se tromperait beaucoup si on supposait que le régime météorologique du temps présent ait dû partout suffire pour amener le modelé à l'état d'avancement où nous le voyons aujourd'hui. Les nombreux vallons ramifiés, si parfaitement façonnés, et aujourd'hui sans eau, qui aboutissent à toutes les rivières, portent témoignage de l'ampleur passée des précipitations atmosphériques. Mais la preuve la plus décisive est celle que fournit la nature des alluvions. Quand, au fond d'une rivière toujours limpide comme la Somme, on trouve un lit de graviers et de gros cailloux roulés, il faut bien admettre qu'autrefois le ruissellement était assez énergique pour attaquer partout le *bief à silex* qui couronne la craie de Picardie. Or, de nos jours, c'est à peine si des trombes exceptionnelles arrivent quelquefois à verser par endroits une couche de limon au-dessus des prairies tourbeuses de la région.

NEUVIÈME LEÇON

MODIFICATIONS DU MODELE PAR LES INFLUENCES TECTONIQUES ACTIVES

Effets d'un changement du niveau de base. Ouverture d'un nouveau cycle. — Les *influences tectoniques actives* sont celles qui viennent troubler l'équilibre d'une région, en changeant les rapports établis entre la surface terminale et le niveau de base, ce qui nécessite un remaniement du réseau hydrographique. C'est un *nouveau cycle* que l'activité des eaux courantes est appelée à parcourir.

Au début du mouvement, l'ensemble des rivières, plus ou moins voisin de la maturité, parfois même arrivé au terme du précédent cycle d'érosion, se trouvait établi en conformité des exigences du terrain. Le déplacement survenu l'oblige à *s'adapter* aux conditions nouvelles. Tantôt le travail d'*adaptation* sera facile, le sens général des pentes ayant été respecté; tantôt l'état de choses nouveau sera contradictoire avec le régime ancien, qui devra subir une modification profonde. Dans certains cas, le réseau hydrographique vieilli éprouvera un *rajeunissement*, capable de revivifier une topographie atrophiée, en ressuscitant nombre de formes que l'érosion avait déjà éteintes. C'est ainsi qu'une pénéplaine totalement façonnée peut s'accidenter de vallées nouvelles et profondes, qui la morcellent et amèneront, pourvu que le cycle se poursuive intégralement, son remplacement complet par une autre pénéplaine à un niveau différent.

Le cas le moins compliqué des influences actives consiste dans un changement pur et simple du niveau de base, causé soit par un déplacement réel de la surface qui définit ce niveau, soit par un mouvement vertical de l'écorce solide. Comme, dans bien des cas,

il est difficile de dire avec certitude laquelle de ces deux conditions a été réalisée, on convient habituellement de considérer les mouvements *relatifs* du niveau de base. On appelle alors *positifs* ceux qui paraissent élever ce niveau, en déterminant la submersion de parties auparavant émergées, et *négatifs* ceux qui se traduisent au contraire par une émersion [1]. Nous commencerons par l'examen de ces derniers.

Mouvements négatifs. — Le premier effet d'un déplacement négatif du niveau de base est de mettre à découvert une certaine étendue de plages auparavant immergées et pourvues, en général, d'une inclinaison assez faible en même temps qu'uniforme. Sur ce territoire asséché, les cours d'eau existants vont s'allonger suivant la pente générale, en un système qui sera nécessairement *conséquent*, quelle que fût d'ailleurs l'allure préalable des tronçons qui lui donnent naissance. De plus, dans cet allongement, plusieurs cours d'eau originairement distincts seront exposés, soit à se rencontrer, soit à se laisser capturer par les affluents des plus puissantes parmi les nouvelles rivières. Il y aura ainsi simplification du réseau primitif par réunion en un ou plusieurs troncs communs. Cette simplification, en accroissant la force de certaines branches, leur donnera une facilité nouvelle pour accomplir en amont l'œuvre qu'elles avaient commencée durant le cycle précédent, et lorsque le nouveau cycle sera parvenu à la maturité, l'adaptation du réseau total, par capture des branches de dernier ordre, se trouvera beaucoup plus complète. Nombre de cours d'eau indépendants lors du dessin initial ne se retrouveront plus que *tronqués*, sous forme de courts affluents de deuxième espèce, aboutissant perpendiculairement aux affluents *subséquents*, qui eux-mêmes tombent à angle droit sur les troncs principaux [2].

Dans le cas le plus général, en raison de l'allure habituelle des fonds marins, l'appendice émergé, où va se produire l'allongement des cours d'eau, aura une pente notablement supérieure à la pente d'équilibre que ces derniers avaient acquise dans le voisinage de leur embouchure. Comme d'ailleurs l'exhaussement relatif du terrain offre aux eaux courantes une plus grande hauteur totale de chute, il en doit résulter un accroissement du pouvoir mécanique de l'eau courante, lequel produira le rajeunissement de la topographie. En pareil cas, le réseau hydro-

1. Quelques auteurs ont introduit récemment les mots de *géocratique* pour un mouvement qui accroît le domaine de la terre ferme, et d'*hydrocratique* quand c'est la mer qui gagne sur le continent. — 2. Davis, *Géograph. Journal*, 1895, p. 127.

graphique, gardant le même dessin, s'enfoncera peu à peu, chaque rivière descendant entre des berges progressivement approfondies.

C'est toujours par l'embouchure de chaque cours d'eau que commence le remaniement du profil. Donc, au début, on doit rencontrer, près de cette embouchure, des gorges plus étroites, et une section transversale en V plus aigu que dans le cours supérieur, non encore atteint par la modification. La topographie semble ainsi *plus ancienne* d'aspect dans ces parties supérieures, alors qu'en réalité, et par rapport au nouveau cycle qui vient d'être inauguré, elle est *plus jeune*. Ces circonstances sont réalisées, selon M. Lawson [1], au nord de San Francisco, sur la côte de Californie.

Formation des gorges ou canyons. — L'effet d'approfondissement ne sera pas très marqué si les territoires mis à découvert par émersion ont une grande étendue et une pente progressive; car l'accroissement de la hauteur totale de chute est en partie compensé par l'allongement du parcours. Mais il en sera autrement si le mouvement fait émerger un ancien fond de mer à pente très rapide, ou si, portant d'une manière inégale sur les diverses masses minérales d'une région qui s'exhausse, il en met quelques-unes en saillie notable au-dessus du terrain situé en aval.

C'est de cette façon que naissent les *canyons* ou gorges profondément encaissées, dont le type le plus remarquable est offert par la rivière du Colorado (fig. 76), dans la traversée du haut plateau de l'Arizona. Ce plateau a subi un relèvement en masse de plusieurs milliers de mètres, et les rivières ont fini par y couler à 1000 mètres et souvent davantage au-dessous de la surface sur laquelle elles circulaient dans l'origine.

Ce qui caractérise ces gorges de la région du Colorado, c'est l'extrême raideur des parois, souvent presque verticales sur un millier de mètres. Par exception, il arrive parfois que leur largeur au sommet soit à peine supérieure à leur profondeur. Il est même une d'entre elles, celle de la rivière de la Vierge, qui forme au milieu d'un grès massif un abîme profond de 600 mètres, dont les parois verticales, même par endroits surplombantes, ne sont distantes l'une de l'autre, près du fond, que de 6 à 7 mètres.

Les mêmes circonstances se reproduisent, sur une échelle moindre, dans les gorges au fond desquelles le Tarn traverse les

1. *Geomorphogeny of... northern California*, Berkeley, 1894.

Causses. Avant l'exhaussement du bord sud-est du Plateau Central, la rivière, venant du mont Lozère, serpentait à la surface du massif calcaire, alors peu élevée au-dessus de la mer. Le mouvement survenu a obligé le Tarn à approfondir son lit sur place, et les

Fig. 76. — Le grand Canyon du Colorado.

fentes du terrain ont facilité la descente de la rivière, cherchant à se rapprocher le plus vite possible du niveau de base.

Canyons des territoires à stratification régulière. — Lorsque la descente d'une gorge s'opère à travers un massif régulièrement stratifié, mais dont toutes les couches n'offrent pas le même degré de résistance, l'enfoncement de la rivière subit des arrêts, qui lui permettent d'élargir son chenal en créant des plates-formes inter-

médiaires. La figure 77 met bien en évidence le gradin qui s'est ainsi constitué au Colorado, au-dessus de la plate-forme du calcaire carbonifère, par l'enlèvement des couches plus tendres du terrain houiller et du permien.

Le plateau du Colorado, quoique formé de couches en superposition régulière, est cependant divisé en paquets par des cassures principales, le long desquelles il y a eu glissement. En général, les paquets penchent un peu vers le nord, se relevant vers la faille-limite, dont le rejet est au sud. Cependant le tracé du canyon est indépendant de ces circonstances. Même, dans son cours supérieur, le fleuve, sous la forme de la rivière Verte, s'ouvre une brèche à travers le haut massif des monts Uinta, placé en travers de son cours. C'est bien la preuve que le tracé était acquis avant

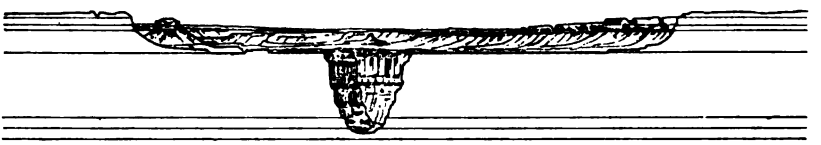

Fig. 77. — Coupe transversale du Grand Canyon du Colorado.

1 et 2, terrains précambrien et cambrien; 3, muraille rouge calcaire et gréseuse ou *Red Wall*; 4, argiles rouges du carboniférien; 5, grès carboniférien; 6, calcaire à silex; 7, permien.

la dislocation de la région, qui n'a pu faire sentir son influence que sur les rivières secondaires.

Le travail du Colorado a été facilité par la masse considérable de blocs et de sables que la rivière transporte. Aussi son cours n'est-il pas interrompu par des cascades, et le passage des couches les plus dures ne se traduit que par des rapides.

Méandres encaissés. — Il est naturel de se demander pourquoi, à travers des massifs suffisamment pourvus de fissures, les rivières encaissées, au lieu de prendre un parcours simple, composé d'éléments rectilignes, décrivent en général de nombreuses sinuosités, comme c'est le cas pour le Colorado, le Tarn, et bien d'autres cours d'eau du même genre.

On a souvent tenté d'expliquer cette particularité en admettant que le tracé avait dû emprunter tour à tour les diverses directions d'un réseau de fractures principales. Mais l'inspection des parois ne révèle aucune trace d'un tel réseau, et c'est dans le passé même de la rivière, considérée antérieurement à l'inauguration du nouveau cycle, qu'il convient de chercher l'explication de ces sinuosités. L'œuvre du cycle précédent était déjà à peu près com-

plète, de telle sorte que le cours d'eau, parvenu à la vieillesse, décrivait peu au-dessous d'une pénéplaine des *méandres divagants*. Ceux-ci se sont trouvés fixés par leur descente, opérée sur place à partir de l'exhaussement survenu, et sont devenus des *méandres encaissés*.

Pendant que se poursuivait cet encaissement, les parties concaves du terrain devaient être plus fortement attaquées. Aussi la rivière tendait-elle à descendre de leur côté, en s'enfonçant obliquement, ce qui a dû diminuer sensiblement la déclivité des boucles convexes en les allongeant. Cette allure est remarquablement prononcée dans les sinuosités du cours de la Seine, à la traversée du plateau normand.

Cependant il est des cas où, au contraire, les méandres peuvent s'atténuer en descendant. C'est ce qui doit arriver quand le terrain au sein duquel une rivière s'enfonce est capable d'exercer sur l'érosion une certaine action directrice. Par exemple, l'émersion progressive d'un massif calcaire régulier, comme celui des Causses, a dû mettre en jeu la perméabilité spéciale d'un terrain riche en joints plus ou moins orientés. Dans leur descente, les cours d'eau auront emprunté ces directions, de sorte que peu à peu les méandres du parcours initial se seront simplifiés. Le cas du Colorado paraît se rapprocher de celui des Causses.

De toutes manières, le tracé définitif d'un canyon est très voisin de ce qu'était, à l'origine, le parcours des rivières à la surface du pays progressivement soulevé. Aussi les Américains donnent-ils à ces cours d'eau encaissés le nom d'*antécédents*, et M. Powell les a caractérisés par une expression très pittoresque, en disant qu'ils sont *plus anciens que la vallée qui les abrite* [1].

Gorges du Plateau Central, de l'Ardenne et du massif rhénan. — Les exemples que nous avons cités sont tirés de régions à stratification régulière. Mais si cette condition, là où prédominent les assises solides et fissurées, est favorable à la production de gorges escarpées, elle n'est aucunement indispensable, et le déplacement

1. On a coutume d'attribuer à MM. Dutton et Powell la priorité de la notion relative à la descente progressive d'un cours d'eau au sein d'un massif qui se soulève. En 1882, dans son *Histoire du Grand Canyon*, qu'avait précédée en 1875 une étude de M. Powell sur la rivière du Colorado, M. Dutton, à l'exemple de son devancier, comparait cette descente à l'œuvre « d'une scie qui fend un tronc de bois soulevé par la plate-forme d'un chariot ». Or, dès 1869, dans le *Bulletin de la Société de Géographie*, M. le général Bourdon, etudiant la topographie du Petit Atlas algérien, avait écrit : « Il est probable que la chaîne s'est soulevée lentement sous le lit déjà fait des cours d'eau... Les montagnes grandissaient de chaque côté, les thalwegs conservaient sensiblement le même niveau. *C'est l'action de la poutre poussée par un mécanisme sous la scie qui la fend et montant des deux côtés de la lame.* »

négatif du niveau de base, limité à un territoire déterminé, suffit pour engendrer des canyons dans toute espèce de terrains. C'est ainsi que les rivières du Plateau Central, celles de l'Ardenne et celles du massif rhénan, obligées de descendre à travers des régions disloquées de terrains cristallins ou primaires, régions qui se soulevaient en bloc après avoir subi un aplanissement complet, ont fini par couler au fond de gorges sinueuses et fortement encaissées. Ces gorges ne diffèrent des canyons précédemment décrits que parce que les parois en sont moins abruptes, étant formées de roches qui n'offraient pas de fissures principales, de nature à provoquer la rapide descente des eaux.

Que cet enfoncement progressif des méandres se soit ainsi accompli dans le Plateau Central, où les rivières considérées prennent elles-mêmes naissance, cela n'a rien que de très naturel. Mais il peut sembler étrange, au premier abord, d'appliquer la même manière de voir à la Meuse et à la Moselle. Car ces rivières, après avoir arrosé en France des territoires de relief modéré, viennent buter contre un massif qui devrait leur opposer une barrière insurmontable, et l'on pourrait croire que, pour qu'elles aient réussi à s'y ouvrir un passage, il a fallu que quelque grande dislocation vînt leur faciliter la tâche. Pourtant, les flancs des deux gorges, non plus que leur tracé si capricieux, n'offrent rien qui justifie une pareille hypothèse.

Cette contradiction disparaît si, interrogeant l'histoire géologique, on constate qu'à une autre époque les relations de pente devaient être absolument inverses, et qu'alors, sur l'Ardenne aplanie, des rivières venant du sud-est serpentaient pour aller se verser dans une mer occupant la Basse Belgique. Il suffit que le relèvement du massif ancien ait été assez progressif pour que le lit sinueux des cours d'eau ait eu le temps de s'approfondir, sans que jamais la surrection de l'ensemble ait pu faire naître de contrepente. Or cette lenteur concorde bien avec tout ce qu'on sait aujourd'hui de l'allure des phénomènes tectoniques. D'ailleurs, en ce qui concerne la Moselle, il ne s'agit pas là d'une simple hypothèse, car M. Grebe a reconnu, aux environs de Trèves, une série de méandres abandonnés par la rivière, à des niveaux progressivement décroissants entre la surface du plateau et le thalweg actuel [1]. Ces anciens méandres sont particulièrement visibles aux environs de Berncastel, où l'un d'eux, celui que jalonnent les vil-

1. Voir Grebe, *Jahrbuch der preuss. geolog. Landesanstalt*, 1881, p. 455; 1885, p. 133.

lages de Mülheim, Maring, Noviand et Lieser, a son noyau réduit à une arête très étroite. Aussi la Moselle, sans doute à une époque où son activité se trouvait accrue, a-t-elle réussi à couper cette arête à Mülheim, abandonnant la boucle pour aller tout droit à Andel et de là à Berncastel. Le chemin de fer suit en partie ces anciens méandres, coupant parfois en tunnel les éperons étroits qui en forment l'axe [1].

De même, à Dinant, à 100 mètres au-dessus du thalweg de la Meuse actuelle, on remarque les traces d'un ancien lit vers lequel, sur la rive droite, les versants à partir du plateau s'abaissent en pente douce de 100 à 120 mètres; çà et là, des cailloux roulés d'origine fluviatile jonchent cette terrasse. A ce moment, la Meuse

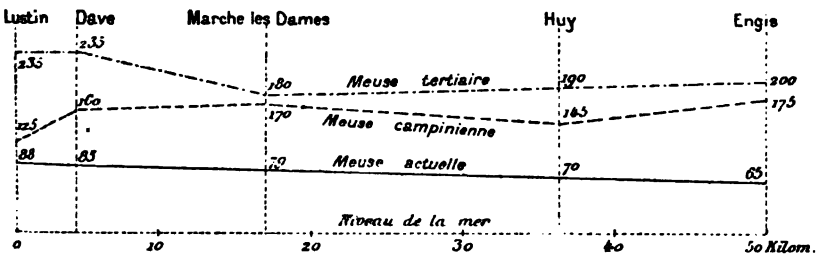

Fig. 78. — Profils actuels des lits successifs de la Meuse entre Lustin et Engis (d'après M. Stainier).

passait immédiatement de Namur sur les collines de Basse Belgique, où elle répandait ses alluvions, encore visibles [2].

Des faits semblables s'observent jusqu'à Engis. De Lustin à cette dernière ville, M. Stainier [3] a suivi les traces de trois rivières successives, de plus en plus enfoncées dans le plateau (fig. 78) : une Meuse tertiaire, une Meuse campinienne ou quaternaire, enfin la Meuse actuelle. La figure fait bien ressortir l'inégale déformation des anciens lits, accusant des mouvements discordants lors de la surrection du massif ardennais, cause de l'abaissement progressif du thalweg.

Ce qui est tout à fait décisif en faveur de l'hypothèse proposée, c'est que le lit tertiaire de la Meuse est marqué par des cailloux blancs oolithiques, aujourd'hui silicifiés, qui paraissent originaires des Vosges ou de la Moselle [4]; preuve qu'à cette époque le massif

1. Morris-Davis, *Annales de Géographie*, 1895. — 2. Dupont, *in* Penck, *Kirchhoff's Länderkunde, Belgien*, p. 536. — 3. *Bull. Soc. belge de Géologie*, VIII (1894). — 4. Van den Broeck, *Bull. Soc. belge*, III (1889); Stainier, *Ann. Soc. géol. belg.*, XVIII, p. 29.

primaire ardennais était beaucoup moins haut que de nos jours relativement au territoire français. De plus, les alluvions en question dessinent dans le pays une *traînée culminante*, comme si le fleuve tertiaire n'avait pas eu de berges. M. Stainier attribue cette circonstance à ce que la Meuse coulait alors au milieu de sables oligocènes, qui plus tard ont été enlevés par l'érosion, tandis que le dépôt caillouteux fluviatile résistait plus efficacement à l'entraînement.

Par contre, en amont de Mézières, il n'y a plus de traces d'un lit supérieur de la Meuse, et la pente de la rivière y est moindre que dans la traversée de l'Ardenne, ce qui indique que le modelé de cette traversée ne doit pas être encore achevé.

La formation de la gorge du Rhin, entre Bingen et Coblence, doit

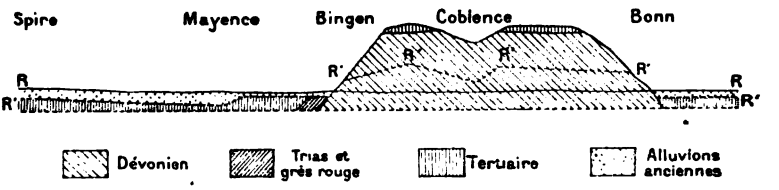

Fig. 79. — Profil du Rhin, de Spire à Bonn (d'après M. Penck).
Échelle : 1 pour 2 500 000; hauteurs exagérées 50 fois.
RR, niveau actuel du Rhin; R'R', traces de l'ancien lit.

aussi être attribuée à une descente progressive de l'ancien lit de la rivière, descente provoquée par un mouvement qui changeait les relations du massif schisteux rhénan avec le bassin de Mayence et l'Alsace. Ce mouvement a peut-être été double, c'est-à-dire qu'il a dû y avoir simultanément surrection du massif et affaissement du bassin d'amont.

Le profil ci-joint (fig. 79), dû à M. Penck, montre les positions respectives de l'ancien lit et du nouveau. Un large sillon R' est creusé à environ 100 mètres au-dessous du niveau général de la plate-forme du massif rhénan. La grande profondeur des alluvions, qui atteint au moins 100 mètres à Darmstadt, prouve que le fleuve a considérablement remblayé son lit d'amont, ce qui confirme bien la surrection de l'obstacle en travers. Si cette surrection n'a pas dévié le cours du Rhin en le jetant d'un autre côté, c'est sans doute parce que le fleuve coulait au début dans une vallée assez profonde, où il a pu relever son niveau, sans se déverser latéralement de manière à franchir les obstacles qui se dressaient devant lui. En tout cas la coupe montre que cette profondeur était déjà acquise dans le massif schisteux. Là, des ter-

rasses en rocher se montrent à 100 et même 200 mètres au-dessus du fleuve actuel et, en face de Coblence, on y voit encore un revêtement de cailloux roulés. Leur ensemble ne forme pas une ligne droite, d'où l'on peut conclure que le bloc schisteux, en se relevant, a éprouvé comme l'Ardenne des déformations qui l'ont morcelé.

En effet, en certains points, notamment près de Bingen, il paraît y avoir un certain rapport entre la direction de la vallée et des failles qui morcellent les schistes et quartzites du Taunus, ainsi que ceux du Hunsrück [1].

Mouvements d'ensemble. Plateaux proprement dits. — Il est évident que la formation des gorges escarpées n'exige pas un déplacement exclusivement vertical du niveau de base. Elle s'accomplit également lorsqu'un territoire subit un mouvement de bascule, avec ou sans gauchissement, qui en relève une partie notable. Les mouvements d'ensemble, non accompagnés de plissements, auxquels les Américains appliquent l'épithète d'*épeirogénétiques* ou *épeirogéniques*, ont pour effet la création de *plateaux*, toutes les fois que les territoires soulevés sont formés de couches peu inclinées, et en majeure partie perméables par fissures, de sorte que l'abaissement du plan d'eau n'y rencontre pas de grandes difficultés. C'est ainsi que se sont constitués le grand plateau du Colorado en Amérique, ceux des Causses dans le midi de la France, et, sur une moindre échelle, les plateaux de la ceinture du bassin de Paris; Bassigny, Barrois, plateau de Langres, plateau de la Haute-Normandie, etc.

Si la plupart de ces plateaux gardent un réseau hydrographique de quelque importance, cela tient, comme l'ont justement fait observer les auteurs des *Formes du terrain*, à ce que ce réseau avait pris naissance dans une autre région, plus favorisée au point de vue du ruissellement. Ainsi c'est dans le massif à peu près imperméable des Cévennes que sont nés les cours d'eau qui traversent les Causses. Le Colorado livre passage au produit des eaux tombées sur le noyau cristallin des Montagnes Rocheuses. Enfin le territoire granitique du Morvan et les côtes argileuses de l'Auxois engendrent les rivières destinées à traverser les massifs calcaires de la ceinture jurassique du bassin de Paris. C'est parce qu'un tel réservoir d'alimentation fait défaut en amont du plateau de la Beauce, que ce dernier, réduit à ses seules forces, se montre si pauvre de cours d'eau.

1. Rothpletz, *Jahrb. d. preuss. geol. Landesanstalt für 1891*.

Dans les véritables plateaux, la surface est plane parce qu'elle coïncide avec une couche, à peu près horizontale, qui par sa dureté a arrêté l'effort de l'érosion subaérienne. Quelquefois il subsiste, à la surface de cette plate-forme, quelques restes d'une couverture plus meuble, donnant lieu à une topographie légèrement ondulée. C'est le cas de l'argile à silex des plateaux normands, où le ruissellement se produit comme dans les régions imperméables. C'est aussi le cas du Valois, où subsistent des buttes de sable, et où la surface demeure ondulée sur les marnes supérieures au calcaire grossier. Mais à peine la couche perméable est-elle atteinte qu'on voit les vallons s'approfondir avec une extrême brusquerie, parce que l'eau y est immédiatement attirée vers le niveau de base, à la faveur des fissures du terrain.

Il y a donc, dans les plateaux à stratification horizontale, passage immédiat d'une surface terminale uniforme à des vallées profondes, d'ordinaire assez encaissées pour mériter la qualification de canyons; à moins toutefois que, le mouvement qui a provoqué l'enfoncement des thalwegs étant de très ancienne date, et ceux-ci ayant acquis leur assiette définitive, le travail d'élargissement des vallées n'ait eu le temps de produire des effets sensibles.

La Suisse saxonne, presque exclusivement composée d'assises horizontales de grès crétacé, est un plateau proprement dit, résultant d'un relèvement en masse du terrain (coïncidant peut-être avec un mouvement inverse du territoire d'amont). La vallée de l'Elbe y coule dans un véritable canyon, dont le creusement a été d'autant plus facile, que le grès est découpé par une multitude de fissures verticales, qui lui ont valu son nom de *Quadersandstein*. Quelquefois les escarpements s'y montrent interrompus par des gradins plats d'une certaine étendue, dont la surface coïncide avec des lits de stratification. Il s'en trouve notamment à Copitz, ainsi qu'entre Lohmen et Wehlen. Comme il existe aussi dans la région, à plusieurs niveaux, d'anciennes alluvions fluviales, témoignant d'un abaissement progressif du lit de l'Elbe [1], on peut voir dans ces gradins la preuve que l'exhaussement de la région a été plus ou moins saccadé.

En outre, le grès crétacé de l'Elbe forme deux masses principales (quelquefois même trois), séparées par un horizon de marnes.

1. M. Hettner a reconnu trois de ces terrasses, étagées à environ 40 mètres de distance verticale les unes des autres (*Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der sächsischen Schweiz*, 1887).

Aussi les canyons étant creusés dans la masse inférieure, la surface de celle-ci dessine-t-elle un plateau boisé, dominé çà et là par des restes escarpés de la masse supérieure, dont le morcellement offre les mêmes sinuosités que le réseau hydrographique du grès de la base. De là l'aspect tout particulier de la région.

Mouvements positifs. — Un déplacement positif du niveau de base a pour premier effet de faire remonter l'horizontale, à laquelle l'élément initial du profil d'équilibre aboutissait tangentiellement. Cette horizontale, si le mouvement a été un peu brusque, vient donc couper la courbe sous un certain angle, ce qui, théoriquement, exige que celle-ci se creuse un peu pour rétablir le contact tangentiel.

Mais, par le fait, l'ascension du niveau de base est toujours assez lente et, à moins que le cours d'eau n'ait une pente très rapide, la modification du profil ne peut guère être sensible sur la partie basse d'un cours depuis longtemps régularisé. Ce qui se produit surtout, c'est une ascension progressive du point où le fleuve cesse de pouvoir charrier des alluvions. La plaine alluviale s'élève donc peu à peu et gagne du terrain vers l'amont, faisant refluer au fur et à mesure les plaines alluviales des principaux affluents.

Quand l'immersion a fait de notables progrès, et que la mer a ainsi pénétré jusque dans les affluents du cours inférieur, non seulement les rivières sont raccourcies d'autant, mais au lieu de se réunir, comme auparavant, en un tronc commun, elles sont désormais séparées, et deviennent des affluents directs du golfe qui a remplacé l'ancien tronc principal et ses premières ramifications. Ce sont des cours d'eau *tronqués*, suivant l'expression de M. Davis; et comme ils ne peuvent plus subir l'influence qu'exerçait sur eux autrefois le régime du tronc principal, l'œuvre de modelé qu'ils poursuivaient en amont se trouve en partie paralysée.

A la fin d'un tel cycle, on doit trouver des vallées sinueuses dont le fond très plat remonte fort loin dans l'intérieur (comme c'est le cas, par exemple, pour la côte du Pays de Galles), et contraste avec la raideur relative des pentes encaissantes, façonnées par le cycle précédent.

Si l'ascension du niveau de base a été assez rapide pour que le comblement des vallées submergées n'ait pas pu marcher *pari passu*, c'est la mer elle-même qui pénètre dans les découpures de la terre ferme, engendrant des golfes étroits et de profondeur notable, lesquels subsisteront jusqu'à ce que le jeu naturel des érosions en ait pu amener le comblement. Le trait caractéristique de ces golfes

est de former des sillons immergés qui se prolongent au loin sous la mer, trahissant une vallée dont le creusement n'est imputable ni aux vagues ni aux courants marins. En avant subsistent des chaînes d'îles alignées; ce sont les points culminants des anciennes crêtes qui séparaient auparavant deux vallées limitrophes, l'une et l'autre creusées à l'air libre.

Les golfes de ce genre se répartissent entre plusieurs catégories distinctes, dont chacune trahit l'intervention de structures spéciales ou de phénomènes orogéniques déterminés. Nous en réserverons l'étude pour le chapitre relatif au modelé des rivages.

Déformation de vallées. Effondrements locaux. — Si le déplacement négatif du niveau de base résulte du soulèvement en masse d'une région, il peut se faire que celle-ci, en s'élevant, soit disloquée par des fractures, limitant des compartiments qui n'exécutent pas tous des mouvements concordants. En pareil cas, la descente d'un cours d'eau est exposée à une déformation du thalweg, pouvant faire naître des ombilics où se logeront des lacs. Il se formera des cascades et des rapides, de la lèvre soulevée d'une fracture à la lèvre affaissée.

Ces circonstances paraissent s'être produites pour les vallées qui aboutissent aux *fjords* de la Norvège méridionale. Nous avons déjà parlé [1] de l'état manifeste de dislocation du terrain dans cette région. Le nombre prodigieux des cascades, la multitude des lacs en chapelet, contenus pour la plupart dans des bassins en pleine roche, enfin et surtout le remarquable parallélisme de certains éléments dans le tracé des gorges voisines, semblent indiquer que l'état de dislocation du pays a été le facteur prédominant dans la production de ce mode de structure. Il y a là un réseau inachevé et troublé, occupant précisément cette bande littorale où l'ancien plateau scandinave, relevé au nord-ouest par un mouvement de bascule, a dû être tranché par l'effondrement assez récent de l'Atlantique nord.

A ce mode de dislocation se rattachent les *effondrements* locaux, accomplis le long de lignes de fracture, comme par exemple les crevasses, de formation très récente, qui ont découpé en bandes certaines parties de la grande nappe de lave de l'Orégon. Ces effondrements ne peuvent pas avoir partout la même amplitude, et aux points où se produit le maximum de descente, il naît des dépressions, destinées à servir de réservoirs aux eaux. Plusieurs

1. Voir plus haut, p. 134.

des lacs du Grand Bassin, en Amérique, n'ont pas une autre origine.

Les tremblements de terre, qui produisent parfois des effondrements ou des soulèvements locaux, occasionnent ainsi la fermeture de vallées et la formation de petits lacs. Ce phénomène a été observé au Pérou et, plus récemment encore, au Japon, où la faille engendrée par le séisme de 1891 a, par le relèvement de l'une de ses lèvres, intercepté de petits cours d'eau.

Mouvements orogéniques. Vallées transversales. — A côté des mouvements simples dont nous venons d'analyser les effets, il y en a d'autres qui modifient plus profondément le relief; ce sont les efforts de plissement ou orogéniques.

Quelquefois le sens général des accidents n'en est que faiblement altéré. Alors l'*adaptation* du réseau hydrographique se fait sans grandes difficultés, et il en résulte ce qu'on peut appeler des cours d'eau *subséquents*, où une analyse attentive parvient à discerner les changements de détail que le mouvement survenu a fait subir à un ancien réseau *conséquent*.

Mais souvent il arrive que le nouvel état de choses soit tout à fait contradictoire avec l'ancien. Alors un remaniement complet du réseau hydrographique devient nécessaire.

Il semble qu'un réseau fluvial devrait être forcément remanié, lorsqu'un plissement tend à se produire juste en travers de la direction des principaux cours d'eau; car la surrection des anticlinaux paraît de nature à dévier les rivières, en les obligeant à couler dans les synclinaux, c'est-à-dire perpendiculairement au sens primitif.

Cependant il n'en est pas toujours ainsi. Les rides se forment avec lenteur, et si le cours d'eau qu'elles tendent à barrer est suffisamment puissant, il peut arriver qu'il garde assez de force pour creuser son lit, au fur et à mesure, à travers l'obstacle qui surgit peu à peu. Cette explication, selon M. Tietze, convient à la plupart des grandes vallées *transversales*, notamment à celles qui coupent les chaînes iraniennes.

D'ailleurs il n'est pas absolument nécessaire, pour le résultat final, que le creusement de la gorge marche *pari passu* avec la surrection du pli. Ou bien ce dernier peut former un barrage momentané, entraînant en arrière la production d'un lac, qui finira par se déverser au-dessus du pli en le creusant de l'aval à l'amont; ou bien le pli soulevé, mais affaibli par sa lutte contre la rivière, verra s'établir dans cette direction deux affluents opposés, à forte

pente, qui, faisant remonter leurs origines à la rencontre l'un de l'autre, détruiront l'obstacle en rétablissant l'ancien cours [1].

En tout cas, ce qui paraît être une condition de la formation d'une vallée transversale, c'est que la rivière qui l'occupe fût encaissée d'une certaine quantité avant la formation du pli tendant à barrer son cours [2]. Dutton a observé dans l'Orégon, sur la rivière Columbia, une cascade dominée par une terrasse indiquant un ancien lit creusé dans le basalte. Tandis que, en amont de la chute, cette terrasse est à 9 mètres seulement au-dessus du lit actuel de la rivière, à 3 kilomètres plus bas, la dénivellation est de 60 mètres (fig. 80), alors que, dans cet intervalle, la rivière ne descend que de 12 mètres. Il y a donc eu formation, à l'époque

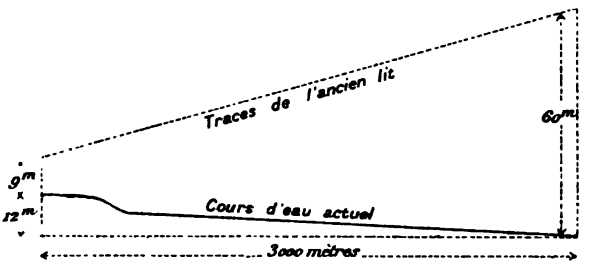

Fig. 80. — Creusement d'une gorge à travers un pli en formation.

quaternaire, d'un pli de faible amplitude, et parce que la rivière était encaissée en amont, elle a pu, sans se perdre latéralement, se gonfler devant l'obstacle jusqu'à ce qu'elle l'eût franchi.

Néanmoins la traversée fréquente de chaînons réguliers, comme ceux du Jura, par des rivières qui, le reste du temps, suivent exclusivement les synclinaux, demeure, dans bien des cas, difficile à expliquer. Le fait que le système hydrographique est coordonné aux synclinaux semble bien indiquer que la région, au moment où elle a été plissée, devait avoir un très faible relief. Autrement, ainsi que l'a fait remarquer M. Löwl, elle eût été, comme le Jura souabe et franconien, en possession d'un réseau fluvial qui aurait su maintenir ses principaux tracés, en se servant des synclinaux de nouvelle formation pour y loger ses affluents. Comme les cluses, dans le Jura, semblent plus jeunes que les vallées principales, il paraît difficile d'échapper à l'idée d'un détournement de cours, et l'hypothèse qui est le mieux d'accord avec les faits semble être

1. Philippson, *Studien über Wasserscheiden*. — 2. Löwl, *loc. cit.*

celle d'une capture par un affluent transversal qui coulait à un niveau inférieur [1].

Affaissements généraux. Ombilics de vallées. — Parfois les effondrements affectent tout un massif, qui vient à s'affaisser en bloc après avoir déjà reçu l'empreinte du modelé par les eaux courantes. En pareil cas, à la jonction de la partie affaissée avec celle qui est demeurée en place, sur la périphérie du massif, une partie des vallées déjà creusées peut être amenée notablement au-dessous du niveau de base de la région. Ainsi se forment de véritables ombilics, destinés à servir de réservoirs à des lacs. Ceux-ci rentrent dans la catégorie des *lacs tectoniques*, c'est-à-dire déterminés par une dislocation de la croûte terrestre; mais cette dislocation est tout à fait distincte de celle qui avait engendré le

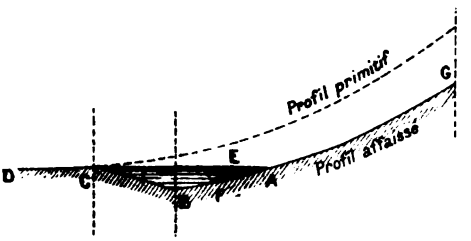

Fig. 81. — Formation d'un lac de tassement.

massif montagneux au bord duquel l'effet se produit. Les lacs ainsi engendrés pourraient s'appeler *lacs de tassement orogénique*.

Un lac de ce genre, n'étant autre chose qu'une vallée localement affaissée, doit avoir ses deux rives à peu près symétriques [2], et se trouver sur le parcours de l'une des vallées principales qui divergent à partir des cimes du massif. Il doit en outre pénétrer par l'amont dans le cœur même de la montagne, tandis que par l'aval il appartient à la région périphérique. Sa profondeur augmente (fig. 81) à partir de l'extrémité d'aval C, jusqu'au point B, où s'est faite la brisure du thalweg, dont la partie d'amont AB s'est affaissée avec la montagne, tandis que la rampe d'aval BC raccorde ce tronçon avec la périphérie demeurée stable CD. Comme d'ailleurs l'apport ultérieur des alluvions a pu combler plus ou moins la demi-cuvette d'amont, en y faisant naître un remblai immergé AEF, la contre-pente BC, qui échappe à ce comblement, n'en devient que plus frappante par le contraste de son allure avec celle de la pente de A en B. D'autre part, la formation

1. Löwl, *loc. cit.* — 2. Heim, *Geologische Nachlese*, 1894.

du delta AE a pour effet de déterminer la brusque succession d'une partie horizontale, au niveau du lac, à une partie fortement inclinée AG, qui semble littéralement s'enfoncer sous la première.

Enfin un autre caractère encore plus net, bien qu'il ne soit pas obligatoire, est la présence, au-dessus du lac, dans ses versants, d'*anciennes terrasses déformées*, c'est-à-dire entraînées dans le mouvement de descente de la partie CB, comme aussi celle de *terrasses sous-lacustres*, offrant les traits distinctifs d'un ancien lit fluvial, et maintenant immergées sous la masse d'eau qui a dû remplir l'ombilic.

Lacs de bordure. — Or ces caractères sont justement, selon M. Heim, ceux qui distinguent les grands lacs allongés occupant, aussi bien au nord qu'au sud, la périphérie du massif montagneux de la Suisse, et que, pour ce motif, M. Rütimeyer avait antérieurement désignés sous le nom de *lacs de bordure* ou *Randseen*. Les uns, comme les lacs de Constance, de Brienz, de Thoune, de Genève, le lac Majeur, occupent une vallée principale, que le cours d'eau initial n'a pas abandonnée; d'autres, comme ceux de Zug, de Lowerz, de Garde, ont vu leur vallée délaissée par la rivière qui l'avait creusée; à cette catégorie appartient le lac des Quatre-Cantons entre Brunnen et Lucerne. Enfin certains lacs sont maintenant arrosés par un autre cours d'eau que celui qui avait creusé la cuvette. Ainsi le lac de Zurich, autrefois creusé par la Sihl, est aujourd'hui traversé par la Linth, qui coulait jadis dans la vallée de la Glatt [1].

Quoi qu'il en soit, ces divers lacs répondent aux conditions qui ont été énoncées plus haut. Tous s'allongent suivant des vallées, à la jonction entre la montagne proprement dite et sa bordure. Chez tous, le profil de la cuvette est conforme à ce qu'exige la figure 81. On en jugera aisément par la figure 82, qui reproduit, pour les profondeurs comprises entre 200 et 300 mètres, l'allure du bassin central du lac de Genève, où se révèle si bien le contraste de la pente remblayée d'amont avec l'ancienne vallée d'aval [2].

Cette figure montre bien aussi que le fond du lac est plat, ce qui concorde avec l'hypothèse qu'il correspond à un ancien fond de vallée. La même chose a lieu pour le lac de Zurich et pour les lacs du Salzkammergut.

En amont de la tête des lacs, on observe justement la brisure de pente qui marque la rencontre de l'ancien thalweg affaissé avec

1. Heim, *loc. cit.* — 2. Voir aussi Forel, *le Léman.*

les nouvelles alluvions. Cette brisure a lieu, pour le Rhin à Thusis, pour la Tamina à Ragatz, pour la Linth à Thierfehd, pour la Reuss à Amsteg, l'Aare à Meiringen [1], le Tessin à Biasca, etc.

Le lac de Zurich offre même une particularité encore plus décisive. Avec d'anciennes terrasses lacustres immergées (fait qui lui est d'ailleurs commun avec le lac de Constance), il laisse voir sur ses versants, selon MM. Heim et Aeppli, des terrasses *en pleine roche*, offrant un plongement *vers l'amont* de 3 à 4 p. 100.

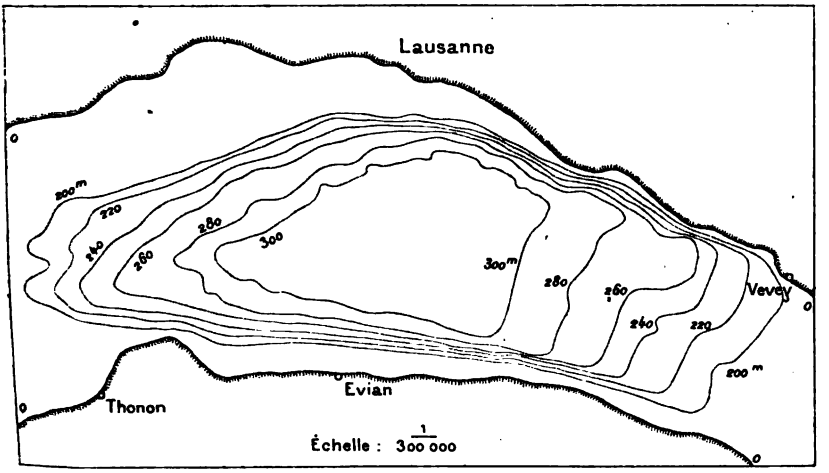

Fig. 82. — Profil du bassin central du Léman, entre 200 et 300 mètres de profondeur (d'après M. A. Delebecque).

C'est Lyell qui, le premier, a proposé l'hypothèse d'un affaissement tectonique comme cause de la formation des lacs alpins. M. Heim a beaucoup développé cette conception, et a fixé l'amplitude de l'affaissement à 300 ou 400 mètres par la zone septentrionale alpine, à 600 mètres pour la zone méridionale. Quant à l'époque de ce mouvement, elle serait comprise, selon M. Aeppli, entre l'avant-dernière et la dernière des extensions glaciaires en Suisse.

Détails divers sur les lacs de bordure. — Si les lacs de bordure doivent leur origine à un tassement orogénique, il ne faut pas oublier que, pour plusieurs d'entre eux, une partie de leur ampleur actuelle tient à ce que, postérieurement à leur formation, un bar-

1. La pente de l'Aare, de Meiringen à Brienz, n'est plus que de 3,2 pour 1000, et elle s'abaisse à 1 pour 1000 entre le lac de Brienz et celui de Thoune.

rage glaciaire est venu se dresser à leur extrémité d'aval. Cet effet a suffi pour relever de 40 mètres le niveau du lac de Constance, et de 150 mètres celui du lac de Garde [1].

D'un autre côté, si profonds que soient beaucoup de ces lacs (Zurich 143 mètres, Constance 252 mètres, Léman 309 mètres, lac de Garde 311 mètres, etc.), leur destinée finale est d'être comblés, et même assez rapidement, par les alluvions qui leur arrivent en amont.

Pour plusieurs d'entre eux, ce travail de comblement a déjà fait de grands progrès. Ainsi le lac de Genève s'étendait autrefois jusqu'à Saint-Maurice, faisant suite à un autre lac aujourd'hui disparu, dont la pointe d'amont atteignait Brigue. Rien que depuis l'époque romaine, le delta du Rhône a progressé de deux kilomètres. Le lac de Zurich atteignait Dietikon et se reliait par le lac de Wallenstatt avec un immense lac rhénan, dont celui de Constance n'est que la terminaison, et qui remontait au delà de Coire [2]. Dans le lac actuel de Constance, il arrive chaque année 4 millions de mètres cubes de matériaux solides, ce qui, d'après M. Zeppelin [3], en amènerait le comblement en 12 500 ans.

Les lacs de Brienz et de Thoune représentent, par leur réunion, un ancien lac de bordure unique, divisé en deux par la langue de terre (dite *Bödeli*) qu'ont engendrée, en marchant à la rencontre l'un de l'autre, les deltas de la Lutschine et du Lombach. Le premier de ces lacs, plus haut de 6 m. 20 que le second, a une profondeur moyenne de 176 mètres (le maximum est de 261 mètres), tandis que dans le second la moyenne de la profondeur n'est que de 135 mètres, le maximum étant de 217. Les volumes sont évalués, pour le lac de Brienz à 2 kilomètres cubes, 15 centièmes, pour le second à 2 kil. c., 65 [4]. Rien que les cailloux charriés par la Kander combleraient le lac de Thoune en moins de 6000 ans.

C'est donc seulement dans les montagnes de récente formation qu'on peut rencontrer des lacs de ce genre. On comprend ainsi qu'ils soient aujourd'hui absents des Pyrénées, où d'ailleurs on en retrouve des traces, près de Montréjeau, sous les anciennes moraines [5].

Remarques générales sur l'allure des phénomènes tectoniques. — Une remarque s'impose à nous avant de clore cet ordre de considérations. Jusqu'ici nous avons paru admettre, tantôt qu'un

1. Penck, *Morphologie*, II, p. 316. — 2. Heim, *loc. cit.* — 3. *Verhandl. des 10ten deutsch. Geographentags*, Berlin, 1893. — 4. Steck, *Arbeiten aus dem geogr. Instit.*. Berne, 1893. — 5. Observation de M. Boule.

territoire, fraîchement découvert, était tout d'un coup exposé aux effets de l'érosion; tantôt que ces effets venaient s'appliquer à une région dont un phénomène orogénique avait préalablement déterminé toute la structure, tantôt enfin qu'une nouvelle dislocation, survenue en un moment, entraînait le remaniement d'un réseau hydrographique déjà constitué.

Or les choses sont loin de se passer, dans la nature, avec cette simplicité. Qu'il s'agisse d'émersions ou de dislocations, ce ne sont pas des *catastrophes* qui ont dû se produire, avec changement instantané des conditions de pente et de relief. Tout donne à penser que, pour s'être accomplis, comme il convient à des ruptures d'équilibre, avec une rapidité relative, eu égard à la longueur des périodes géologiques, ces phénomènes ont toujours embrassé une certaine durée. C'est ainsi que la surrection des montagnes apparaît de plus en plus aux géologues comme une œuvre de longue haleine, qui a comporté bien des essais préalables, et où les détails du dessin tectonique ont plus d'une fois varié.

A peine les premiers rudiments du relief commençaient-ils à s'esquisser que déjà ils devaient réagir sur l'activité des eaux courantes; et chaque progrès du plissement, suivant le sens dans lequel il s'exerçait, accentuait ou atrophiait les structures antérieurement acquises. Combien de fois, durant ces vicissitudes, le régime hydrographique aura-t-il été remanié? A quel degré les modifications successives auront-elles été concordantes ou discordantes? Quelles traces en seront reconnaissables dans le résultat définitif? Autant de questions dont la solution est extrêmement délicate, et peut même devenir impossible faute de documents.

Il en résulte que les déductions précédemment exposées doivent être regardées plutôt comme un cadre, offrant les solutions les plus simples, mais dont l'application aux cas particuliers de la géographie demande beaucoup de prudence, en raison de l'inévitable complication des phénomènes naturels.

Influence des éruptions volcaniques. — Les éruptions volcaniques sont, comme les phénomènes tectoniques proprement dits, des conséquences de l'activité interne du globe. Ces deux ordres de manifestations s'accompagnent du reste d'une façon constante, puisque c'est par les cassures de l'écorce que les matières de l'intérieur se font jour. C'est donc bien ici qu'il convient de faire mention du trouble que les éruptions apportent souvent dans la poursuite d'un cycle d'érosion, par les modifications quelquefois considérables qu'elles impriment en peu de temps à l'état de la surface.

Il ne s'agit plus seulement, dans ce cas, d'une altération survenue dans l'assiette de l'écorce. Ce sont de nouvelles provisions de matières qui s'épanchent au dehors, et dont l'effet est de superposer au relief acquis tout un ensemble de structures *parasites*, qui tranchent absolument sur celles qu'occasionne le jeu des puissances externes.

Les plus remarquables de ces structures, celles qui contrastent le mieux avec le modelé habituel du sol, sont les montagnes coniques qu'engendre l'accumulation progressive des produits épanchés.

Cônes volcaniques. — Les cônes de débris, construits par projection de matériaux meubles autour de la cheminée d'un volcan, se distinguent par la régularité de leur pente, toujours un peu plus raide dans le haut qu'à la partie inférieure (fig. 83), et généralement comprise entre un maximum de 35 degrés et un minimum de 3 à 10. L'un des plus raides est celui du Vésuve, qui a 35° 40′ d'inclinaison [1]. Mais ce chiffre s'applique seulement au cône terminal de cendres, et la pente moyenne du volcan tout entier n'est que de 15° 40′.

Quelques heures suffisent pour l'édification d'un cône de débris de 300 mètres de hauteur. Souvent ces appareils arrivent à dépasser 3000 mètres, comme à Java, et alors ils s'étalent sur une base qui peut dépasser 15 kilomètres de diamètre, noyant sous leur masse une assez vaste surface déjà modelée.

Les laves, en s'épanchant par le sommet ou par les flancs des cônes d'éruption, peuvent les transformer en *cônes mixtes*, aux flancs sensiblement moins raides. L'un des plus remarquables est l'Etna, dont la cime dépasse 3300 mètres d'altitude, et qui couvre de ses produits un espace elliptique où le grand axe a près de 45 kilomètres.

Enfin il y a des cônes exclusivement constitués par des laves, sans débris projetés. Ces *cônes de laves* s'édifient dans les régions où les matières épanchées sont particulièrement fusibles, et l'addition des coulées successives finit par engendrer d'énormes accumulations. En Islande, où ce type est fréquent, l'inclinaison des talus est comprise entre 1 et 8 degrés, et la hauteur relative varie de 5 mètres à 600 mètres. Mais, aux îles Sandwich, le seul amoncellement de laves basaltiques a construit une montagne, le Mauna Loa, qui s'élève à 4168 mètres de hauteur, avec une inclinaison

1. Peucker, *in* Penck, *Morphologie*. I, p. 411.

variant depuis un minimum de 3° 51′ jusqu'à un maximum de 6° 43′ [1]. La base de la montagne a de 70 à 80 kilomètres de diamètre; et, comme, aussi loin que la sonde ait atteint dans l'île au-dessous du niveau de la mer, elle n'a jamais rencontré que de la lave, on a pu estimer le total des accumulations volcaniques d'Hawaïi à beaucoup plus de *cent mille kilomètres cubes*, dont *onze mille* visibles au-dessus de la surface de l'Océan.

Ce chiffre colossal contraste avec la faible impression produite

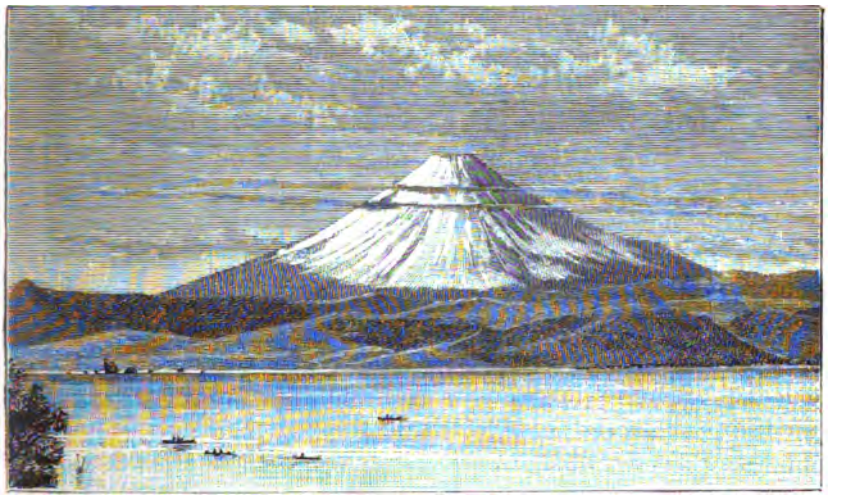

Fig. 83. — Le volcan du Fousiyama au Japon.

par l'aspect du volcan, si largement étalé que, vu de certains côtés, il semble ne former qu'une saillie à peine visible.

Cavités cratériformes. — Si les protubérances coniques sont la forme normale des épanchements internes, l'activité volcanique fait aussi naître une structure qui est comme la contre-partie de la précédente et qui, bien plus qu'elle encore, est contradictoire par son essence avec la manière d'agir des causes externes; nous voulons parler des *cavités cratériformes*.

Le sommet des cônes, qu'il s'agisse de débris ou de laves, est toujours constitué, dans les volcans actifs, par une ouverture dite *cratère*, et dont l'ampleur, essentiellement variable d'un moment à un autre, dépend soit des fluctuations du niveau de la lave, soit de la force des projections. En 1844, Junghuhn a vu à Java, sur

1. Dana, *in* Penck, *Morphologie*, II, p. 415.

le Goenoeng-Raon, un cratère de 730 mètres de profondeur, avec parois verticales en voie de constant écroulement. Mais les circonstances changent beaucoup quand la lave monte par la cheminée et remplit plus ou moins l'ouverture.

Bon nombre de cratères de volcans éteints abritent aujourd'hui des lacs et sont dits *cratères-lacs*. De ce nombre est le lac de Laach, près des bords du Rhin, avec une profondeur de 51 mètres. Le plus curieux exemple de ce genre est celui du petit lac, d'environ 500 mètres de diamètre, que M. Kerr Cross [1] a récemment signalé au fond du cratère qui couronne le Rongoué, cône volcanique de près de 3000 mètres, se dressant à l'extrémité septentrionale du lac Nyassa, en Afrique. C'est l'abondance des pluies équatoriales qui entretient cette petite nappe d'eau, ainsi que beaucoup d'autres lacs de cratères situés au voisinage de la même montagne.

Il est impossible de séparer de cette catégorie les cratères résultant d'explosions volcaniques, lors même que l'explosion s'est bornée à faire naître un entonnoir, loin d'un volcan, dans une roche qui n'a elle-même rien d'éruptif. Ces *cratères d'explosion* peuvent aussi devenir des lacs, comme le lac d'Albano, dans le Latium, le *Crater lake* de l'Orégon, profond d'environ 800 mètres, certains lacs d'Auvergne, tels que le *gour de Tazanat*, profond de 67 mètres, enfin les célèbres *maare* de l'Eifel, où la profondeur varie de 22 à 53 mètres, mais dont le plus grand n'a que 200 mètres de diamètre.

Beaucoup de ces cavités n'ont pas d'écoulement extérieur. Ainsi les lacs de Gmünd, de Weinfeld, le Pulvermaar, les lacs d'Albano, de Nemi, de Laach. Souvent le niveau de l'eau s'y tient beaucoup plus bas que le point le moins élevé de l'entourage. C'est l'eau de pluie qui les entretient et, quand il n'y a pas de solfatare, cette eau est nécessairement douce [2]. Les cratères d'explosion, produits par la projection en masse d'une certaine étendue de terrain, ont parfois des dimensions considérables et engendrent de véritables *cirques* gigantesques; de ce nombre sont : la *caldera* ou chaudière du Goenoeng-Tengger de Java, qui a 6500 mètres sur 9000; le cirque de Santorin, avec 6500 mètres de petit axe et 10 kilomètres de grand axe; la chaudière de Ténériffe, qui compte 13 kilomètres sur 20; le Crater lake déjà mentionné.

Enfin une structure commune à certains districts de laves est celle qui engendre des cavités cratériformes par le simple effondrement de certaines parties, refondues à la base ou offrant des vides

1. *Geograph. Journal*, 1895, p. 114. — 2. Penck, *Morphogie*, II, p. 298.

internes. Cette structure est fréquente en Islande, ainsi qu'aux îles Sandwich. Un certain nombre de lacs à fond de lave, qui n'offrent pas de traces d'explosions, doivent avoir été produits de cette manière. Ce peut être le cas du lac Pavin, en Auvergne, à moins qu'il n'y faille voir un ancien cratère de lave fusible, comme celle qui s'épanche au piton de la Fournaise dans l'île de la Réunion.

Le plus bel exemple de ces *cirques d'effondrements volcaniques* est celui de la chaudière de Kilauea, aux îles Sandwich, avec son

Fig. 84. — Cascade du Yellowstone.

fond occupé par un lac de lave bouillante et ses parois escarpées, hautes de plus 150 mètres.

Modifications géographiques diverses produites par les éruptions volcaniques. Lacs de barrage. Cascades. — En dehors de l'addition, faite au modelé préexistant, des structures parasites que nous venons de signaler, et dont la juxtaposition engendre un *paysage volcanique* très caractérisé, les épanchements éruptifs sont susceptibles d'apporter, dans l'hydrographie d'une région, des changements d'importance très diverse.

L'un des plus habituels est le barrage d'une vallée par une coulée de lave. Il en peut résulter la formation d'un *lac* ou d'une *cascade*. Ainsi se sont formés, en Auvergne, le lac Chambon et celui d'Aydat. Plusieurs des belles cascades de la contrée du Yellowstone (fig. 84), en Amérique, sont dues à des nappes de laves, au sein

desquelles les rivières n'ont pas encore eu le temps d'approfondir leurs lits. Le lac du Yellowstone, situé à 2359 mètres d'altitude, et profond de 90 mètres, résulte du barrage d'une vallée par une coulée de rhyolite. On attribue la même origine au lac de Nicaragua, qui couvre 11 500 kilomètres carrés, sans que sa profondeur dépasse 60 ou 70 mètres. Il en est de même de plusieurs cavités lacustres du Mexique, et on a vu des lacs se former de cette manière au Japon en 1888.

Changements du réseau hydrographique. — Tous ces changements ne portent que sur des détails secondaires, et le réseau hydrographique n'en est que peu altéré. Mais il y a des cas où la modification des tracés peut devenir profonde, et bouleverser de fond en comble l'économie du drainage d'une région. C'est ce qui arrive lorsque l'activité volcanique s'est exercée sur une assez grande échelle pour superposer à un territoire, non plus seulement quelques cônes ou quelques coulées de laves, mais un massif parasite considérable et de grande altitude.

Ce massif devient alors un centre de divergence pour de nouveaux cours d'eau, que la forte inclinaison des versants rend facilement torrentiels. D'une part, ces rivières peuvent être assez puissantes pour remanier complètement les vallées de la périphérie; d'autre part, le réseau général que le nouveau relief fait naître reçoit, des pentes divergentes, une impulsion directrice qui peut lui assurer, pendant quelque temps, une certaine indépendance relativement à l'allure du socle sur lequel a eu lieu l'accumulation éruptive. Non seulement, sur toute la partie recouverte, c'est un système nouveau qui se substitue aux anciennes lignes de drainage, désormais enfouies; mais aux points où cesse l'accumulation volcanique, le modelé initial peut s'atrophier, parce que les anciens thalwegs ne reçoivent plus les mêmes quantités d'eau. En même temps, les nouvelles rigoles, en débouchant sur la périphérie, se creusent des lits indépendants du sous-sol.

Cette indépendance apparaît clairement lorsque l'érosion a eu le temps d'enlever, sur les bords, une partie notable de l'appareil volcanique. Dans ce cas on a affaire à des tracés *surimposés*, sans relation actuelle avec le terrain où on les observe, et ne devenant intelligibles qu'à la condition de reconstituer la partie disparue de la couverture éruptive. C'est ainsi que, dans l'Allemagne centrale, le Vogelsberg et le Rhön sont venus, à l'époque miocène, former deux massifs basaltiques importants entre le Taunus et le Thüringerwald. Ces massifs ont complètement changé l'ancien drai-

nage de la région vers le golfe de Cassel. Ils ont servi d'origine à de nouveaux cours d'eau, dont les uns vont au Main et les autres au Weser. Ces rivières ne tardent pas à sortir du terrain basaltique pour couler sur des formations sensiblement plus anciennes, où dominent les dislocations alignées du sud-est au nord-ouest. Or ce n'est que dans le détail des tracés que cette direction parvient à se faire sentir. Même la grande dislocation nord-sud, suivant laquelle s'était faite aux temps tertiaires la dépression hessoise, a quelque peine au début à se traduire dans la direction de la Fulda et de ses affluents [1].

En France, les massifs du Cantal et du Mont-Dore, tardivement édifiés sur la pénéplaine du Plateau Central, exercent une action directrice encore mieux marquée, et il en est de même pour les énormes massifs volcaniques qui se sont accumulés en Amérique sur le Yellowstone et sur les monts des Cascades.

Laccolithes. — Pour terminer, nous devons dire ici quelques mots d'une influence purement volcanique, et qui se traduit à la surface par des effets tout à fait semblables à ceux que peut produire un mouvement orogénique.

On connaît en Amérique des bombements, de forme elliptique, au-dessus desquels les terrains stratifiés forment autant de calottes superposées, en dômes réguliers, dont le centre culminant, quand le sommet a été enlevé par l'érosion, laisse voir un noyau éruptif. Ce noyau est constitué par une roche qui a dû former, dans la profondeur, une intumescence de nature pâteuse, soulevant en forme de cloche les terrains qui l'empêchaient d'apparaître à la surface, et dans lesquels elle s'est contentée d'envoyer des filons. Ces protubérances, qu'on pourrait appeler *aveugles*, puisqu'elles n'ont pas vu le jour, ont reçu le nom de *laccolithes*.

Or il est évident que des phénomènes du même genre peuvent encore avoir lieu dans les grands centres éruptifs. Ces injections souterraines de laves sont de nature à produire l'exhaussement (ou, quand elles se retirent, l'affaissement) en bloc d'un district très limité; et il ne serait pas inadmissible que des mouvements du sol tout à fait localisés, comme ceux qu'on a signalés à Pouzzoles, dussent être attribués à une cause de ce genre. Il importait du moins de la signaler, à cause de la réaction que ces mouvements de terrain ne peuvent manquer d'exercer sur l'activité des eaux courantes.

1. Penck, *das Deutsche Reich* (Kirchoff, *Länderkunde*, *Europa*, p. 295).

DIXIÈME LEÇON

CYCLES D'ÉROSION SUCCESSIFS
ANALYSE DE QUELQUES RÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES

Notion des cycles successifs. — L'écorce terrestre ayant subi, à bien des reprises, des efforts de dislocation, il n'est aucune partie de la terre ferme, si ce n'est peut-être quelques territoires de très récente émersion, où le travail du modelé n'ait été plus d'une fois interrompu par des influences tectoniques actives. Il y a donc eu, sur un même point, succession de plusieurs cycles d'érosion, dont chacun d'ailleurs pouvait être plus ou moins avancé au moment de l'ouverture du cycle suivant. L'analyse rationnelle d'une topographie exige la reconstitution de ces divers cycles, et c'est une tâche qui présente en général une extrême difficulté, quand on songe a l'énorme épaisseur de terrains que l'érosion a partout fait disparaître durant les âges géologiques.

Cependant certaines régions du globe, en raison de la simplicité de leur histoire, se prêtent assez bien à l'analyse des cycles successifs, au moins pour les périodes postérieures à l'ère primaire. Ce sont les contrées qui n'ont jamais été affectées par des plissements trop énergiques, et où chaque cycle s'est poursuivi assez longtemps pour pouvoir faire de la surface une pénéplaine à peu près parfaite. Dans ce cas, un observateur attentif parvient à reconnaître des lambeaux de la pénéplaine, dont les rapports mutuels l'aident à démêler la série des événements survenus. En particulier, puisqu'une pénéplaine devait être une surface peu différente d'un plan, et dont, par conséquent, les lignes de niveau étaient à peu de chose près des droites parallèles, si, après avoir reconnu un nombre suffisant de lambeaux d'une pénéplaine donnée, on réunit par des courbes les points de même altitude actuelle, on

obtient une représentation exacte de la *somme des déformations*[1] que la surface a éprouvées depuis la fin du cycle qui l'avait engendrée. Et s'il est possible d'établir cette représentation pour deux pénéplaines successives, en retranchant la part des déformations qui leur est commune, on arrive à reconnaître, au moins dans leurs traits généraux, les dislocations que la plus ancienne avait subies au début du cycle qui devait aboutir à la seconde.

C'est surtout aux États-Unis qu'on a rencontré des circonstances favorables pour entreprendre ce genre délicat de recherches.

Littoral atlantique des États-Unis. — Le littoral atlantique des États-Unis offre cette particularité que, durant les temps primaires, la terre ferme occupait la place de l'océan, tandis qu'un grand bassin de sédimentation marine s'étendait sur la région aujourd'hui montagneuse des Appalaches, où s'accumulaient, dans un large synclinal, de puissants dépôts stratifiés. Donc, à cette époque, les rivières venaient de l'est, aboutissant au bord du synclinal.

Actuellement les circonstances topographiques sont renversées, et c'est l'océan qui draine la région appalachienne; mais l'écroulement des terres atlantiques a été certainement tardif, et de plus, avant leur disparition, le plissement et l'émersion des Appalaches ont dû se faire progressivement. De là vient que la topographie du pays peut offrir, à la fois, des traits de grande ancienneté, conformes à l'état originel de la surface, et d'autres tout à fait modernes. Ce qui frappe surtout, c'est le peu d'importance des eaux qui se rendent directement à l'Atlantique, comparée à l'étendue du réseau tributaire du Mississipi, c'est-à-dire se déversant dans un tronc dont la direction est à angle droit avec celle de la pente générale vers l'océan. Évidemment c'est le passé qui doit rendre compte de cette disposition. Quelques rivières importantes mais courtes, comme le Potomac et le Susquehanna, vont de suite à l'Atlantique, en franchissant par des gorges des bourrelets qui auraient dû, semble-t-il, dériver leurs eaux au sud-ouest, et il n'est pas interdit de penser que ce peuvent être d'anciens lits fluviaux qui auraient réussi à se maintenir, mais en changeant complètement le sens de l'écoulement primitif.

Essayons de pénétrer plus avant dans l'analyse du réseau hydrographique américain, en commençant par le nord, où l'existence des dépôts du trias montre que la région a été immergée au début des temps secondaires.

1. Les Américains diraient *la résultante du diastrophisme.*

Connecticut, New Jersey. — M. Morris Davis[1] a pu reconnaître dans le Connecticut les traces de trois pénéplaines distinctes (fig. 85). La première est celle que formaient, avant le dépôt des couches triasiques, les terrains cristallins disloqués. Un lambeau de cette pénéplaine s'observe dans un ravin à l'ouest de Southington, où l'on voit le conglomérat sableux de la base du trias reposer sur la surface érodée et aplanie des schistes archéens en couches considérablement dérangées. Cette surface (I) est aujourd'hui affectée d'une forte inclinaison.

Plus haut se reconnaît, avec une inclinaison moindre, la pénéplaine (II) à laquelle le pays avait été réduit avant le commencement de l'époque crétacée. A l'ouest, sur les schistes cristallins, cette surface est peu entamée, grâce à la meilleure résistance des

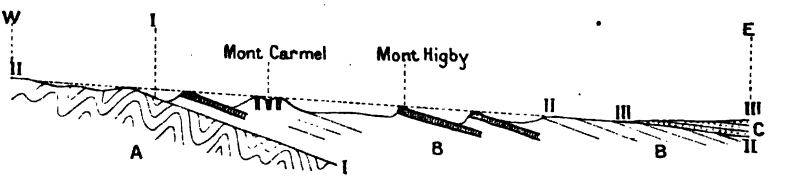

Fig. 85. — Schéma des pénéplaines successives du Connecticut (d'après M. W. M. Davis). — I I, pénéplaine prétriasique; II, II, pénéplaine précrétacée; III, III, pénéplaine tertiaire. — A, schistes cristallins; B, dépôts triasiques; C, dépôts crétacés.

roches, et forme les hautes terres du pays. Mais sur les affleurements triasiques, en général plus tendres, l'érosion a découpé, dans cette pénéplaine précrétacée, des échancrures notables, ne laissant en saillie que les affleurements des nappes éruptives dures, comme au mont Carmel et au mont Higby. On constate que les points culminants de ces affleurements sont tous tangents, de l'ouest à l'est, à un même plan qui prolonge la surface des hautes terres et vient s'enfoncer sous les dépôts crétacés, eux-mêmes entamés par l'érosion d'où est née, à l'époque tertiaire, la dernière pénéplaine (III). Les grandes différences topographiques de la région, suivant qu'on observe les hautes terres à substratum cristallin ou la zone occupée par le trias, accusent bien l'inégale vitesse avec laquelle s'accomplit l'érosion subaérienne dans des terrains qui n'offrent pas la même résistance.

Dans le New Jersey, quelques carrières d'argile d'Amboy laissent voir la base du crétacé, reposant en discordance sur le trias dénudé, dont la surface ainsi recouverte offre un relief extrêmement modéré.

1. *Bull. geol. Soc. America*, II, p. 416.

Région des Appalaches. — Le même ordre de considérations a été appliqué par MM. Hayes et Campbell[1] à tout l'ensemble de la contrée des Appalaches. Avant le plissement de cette chaîne, qui a marqué la fin des temps primaires, la masse principale du continent se trouvait, comme nous l'avons déjà dit, là où est l'Atlantique, et les cours d'eau venant de l'ouest aboutissaient à la mer appalachienne. Le soulèvement de la région a eu pour effet de dévier la partie inférieure de ces cours d'eau, en les recueillant, au fond d'un grand pli synclinal, dans un tronc commun, dont les auteurs ont pu reconstituer le parcours, et qu'ils ont appelé *rivière appalachienne*. Jusqu'à la fin des temps jurassiques, l'érosion qui s'est exercée sur ce territoire en a entraîné les matériaux assez loin pour qu'aujourd'hui ils ne soient plus visibles. Mais au début du crétacé, un relèvement s'est produit, après lequel les eaux courantes, achevant leur œuvre, firent du pays une pénéplaine, dont les lambeaux, reconnaissables à la surface du plateau du Cumberland, peuvent se suivre aujourd'hui depuis 200 mètres d'altitude (Alabama central) jusqu'à plus de 1200 mètres (Virginie).

Dès l'ère tertiaire, cette pénéplaine a subi à la fois un exhaussement et un gauchissement, lesquels, sans détruire tout à fait l'ancien synclinal, ont obligé l'activité fluviale à parcourir un nouveau cycle. Ce dernier était à peine achevé que la fin de la période éocène amenait un affaissement, suivi d'un nouveau soulèvement avec lequel a commencé un troisième cycle. Le gauchissement ainsi produit ayant eu pour effet de donner un grand avantage aux rivières qui arrosaient l'ouest de la contrée, celles-ci ont réussi à pousser leurs eaux de tête vers l'est, capturant peu à peu les éléments de la rivière appalachienne au profit du Mississipi. La gorge sinueuse de Chattanooga, qui aboutit au Tennessee en traversant les montagnes par une série de cluses, serait le résultat d'une suite de captures ainsi opérées par les eaux tributaires de l'ouest. Le réseau hydrographique actuel des Appalaches présente donc une grande complication. On y trouve un petit nombre de cours d'eau *antécédents*, c'est-à-dire ayant gardé leur situation originelle, comme la rivière Kanawha et quelques affluents orientaux du Tennessee et de l'Alabama. Peu nombreuses aussi sont les rivières *conséquentes*, encore logées dans des synclinaux à la suite d'un plissement; quelques tronçons des tributaires des rivières Tennessee et Coosa seraient seuls dans ce cas. En revanche beaucoup

1. *National geogr. Magazine*, VI, p. 65 : *Geomorphology of the southern Appalachians.*

de cours d'eau, tout en gardant une réelle indépendance vis-à-vis de la structure initiale, se sont *ajustés* à une déformation postérieure de la surface. Très peu ont le caractère de rivières *surimposées*, comme l'Ocoee à la traversée des montagnes; cependant le Tennessee conserve des tronçons qui doivent leur allure à d'anciennes conditions de pente et de niveau, contradictoires avec les circonstances actuelles.

Il serait hors de propos d'entrer ici dans plus de détails; mais nous avons jugé nécessaire d'indiquer, par ce bref résumé, à quelle finesse d'analyse les auteurs américains avaient su parvenir. On s'en convaincra sans peine en recourant au travail original, et surtout en

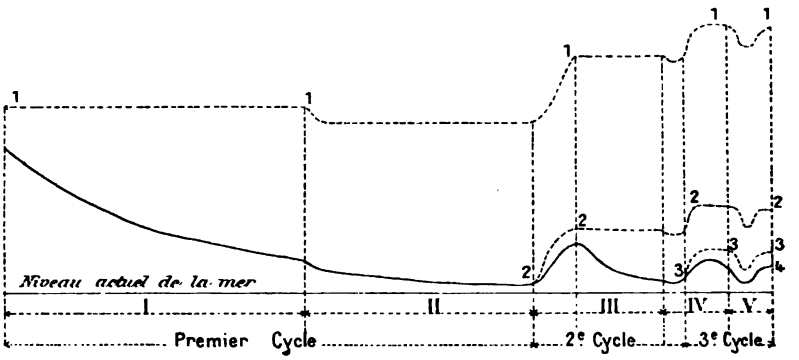

Fig. 86. — Diagramme des cycles d'érosion de la contrée des Appalaches (d'après MM. Hayes et Campbell). — I, époque précrétacée; II, époque crétacée; III, époque éogène; IV, époque néogène ; V, époque pleistocène. — 1, pénéplaine précrétacée ; 2, pénéplaine crétacée; 3, pénéplaine tertiaire; 4, niveau de la rivière du Tennessee.

jetant les yeux sur les cartes consacrées à la reconstitution des pénéplaines successives, avec ces courbes de niveau qui mettent si bien en évidence le synclinal de l'ancienne rivière appalachienne.

Ce qui est particulièrement instructif, c'est le diagramme (fig. 86) dans lequel MM. Hayes et Campbell ont cherché à résumer l'œuvre des trois cycles, de manière à rendre sensible, non seulement l'importance de chaque opération de creusement, mais les durées relatives probables des diverses phases. La courbe en plein figure, par ses parties descendantes, l'abaissement progressif des thalwegs; par ses parties montantes, les soulèvements du sol; chaque courbe en ponctué correspond à l'une des pénéplaines, et donne une idée, par sa terminaison, de la hauteur à laquelle il en faut aujourd'hui aller chercher les restes.

Plaine côtière des États-Unis. — Les circonstances géologiques sont encore plus simples dans la plaine côtière des États-Unis, qui

entoure à distance et contourne les Appalaches, s'étendant depuis l'Hudson jusqu'au Mississipi. Cette plaine, sur laquelle les rivières coulent à peu près normalement au rivage, s'appuie au gneiss qui forme le pied des montagnes, ou au terrain primaire. On y voit affleurer successivement, en discordance angulaire, d'abord les couches crétacées, puis l'éogène, ensuite le néogène, lui-même recouvert par les limons pleistocènes dits de Columbia [1].

La plaine n'a subi que de faibles oscillations, les unes descendantes, produisant le remplissage des collines basses et des thalwegs par des sédiments, les autres ascendantes, avec creusement de vallées dont quelques-unes ont dû s'étendre au delà du rivage actuel. De là trois et même quatre cycles d'érosion, dont la

Fig. 87. — Diagramme des oscillations du sol au voisinage de l'embouchure du Mississipi (d'après M. Mac Gee). — I, fin de l'époque triasico-jurassique; II, époque crétacique; III, époque éogène; IV, époque néogène; V, époque pleistocène.

représentation proportionnelle est figurée dans le diagramme ci-joint (fig. 87).

Californie. — La Californie fournit un intéressant exemple de deux réseaux hydrographiques successifs, l'un appartenant à la fin de l'époque tertiaire, et caractérisé par le dépôt des graviers aurifères de la région, l'autre moderne, et séparé du premier par les éruptions volcaniques de la période pliocène. Ce sont justement les épanchements de laves andésitiques et de tufs qui ont oblitéré les rivières pliocènes et déterminé le cours actuel du Yuba, de l'American River et de beaucoup d'autres rivières du versant occidental de la Sierra Nevada.

M. W. Lindgren [2], profitant des nombreuses recherches exécutées dans les graviers aurifères, s'est attaché à la reconstitution de l'ancien réseau fluvial, en somme assez concordant avec le nouveau. En contruisant les profils, il a constaté, dans les courbes représentatives des rivières tertiaires, certaines convexités que n'explique en aucune façon la résistance des roches sous-jacentes. Ces parties convexes sont d'autant plus significatives, que les cours d'eau modernes, quoique bien moins avancés dans leur œuvre que ne

1. Mac Gee, *U. S. Geol. Survey*, 12th *Annual Report*, 424. — 2. *Bull. geol. Soc. of America*, 1893.

l'étaient ceux du pliocène, ont déjà conquis un profil régulièrement concave, et d'ailleurs plus raide que celui des anciennes rivières. M. Lindgren en a conclu qu'après la fin des épanchements volcaniques, il s'était vraisemblablement produit un mouvement orogénique qui, en déformant le flanc occidental de la Sierra Nevada, en avait augmenté la pente.

Variété des systèmes hydrographiques. — Après tout ce qui vient d'être dit, quand on considère à quel point sont compliquées la structure et la composition de l'écorce terrestre, et combien de vicissitudes en ont tour à tour affecté l'équilibre, on se rend aisément compte de la multiplicité des formes que peuvent revêtir les systèmes hydrographiques du temps présent.

Il y a des rivières *primitives* ou *originelles* [1], correspondant à un seul cycle d'érosion, accompli dans un pays homogène de composition et de structure; d'autres sont *composites*, traversant plusieurs territoires géologiquement distincts, dont chacun imprime au réseau fluvial une physionomie propre au tronçon considéré. On appellera *composés* (*compound*) les cours d'eau formés par la réunion de plusieurs tronçons d'âges divers et, par suite, inégalement avancés dans leur travail. Enfin certaines rivières sont dites *complexes* [2], parce qu'elles sont entrées dans un nouveau cycle d'activité, dont les effets se superposent à ceux du précédent et ne les ont pas encore fait entièrement disparaître. D'ailleurs les événements géologiques peuvent, ou réunir autour d'un tronc commun des réseaux primitivement indépendants, ou séparer au contraire en bassins distincts ce qui, dans l'origine, formait un ensemble unique. De là l'extrême variété que met en lumière l'analyse rationnelle de l'hydrographie terrestre.

On comprend sans peine qu'un réseau de cours d'eau sera d'autant plus simple, et se montrera entouré d'une topographie d'autant plus uniforme, que le bassin correspondant sera plus homogène. Si ce bassin est *composite*, et que de grandes différences de résistance ou d'allure se manifestent parmi les affleurements, non seulement, durant l'évolution du cycle, la topographie sera très différente d'aspect selon les points; mais certaines parties, moins rebelles à l'érosion, offriront déjà les caractères de la maturité,

1. Ces qualifications et celles qui vont suivre ont été créées par MM. Powell, Gilbert, Davis, etc. MM. de la Noë et de Margerie restreignaient l'épithète d'*originels* aux cours d'eau dont le tracé était déterminé dès le début par les pentes structurales, le mot de *subordonnés* étant appliqué aux affluents. — 2. Nous ne pouvons considérer ces diverses dénominations que comme provisoires, attendu qu'elles dénaturent plus ou moins le sens de mots déjà fixés dans notre langue.

quand d'autres en seront encore à la jeunesse. C'est une considération qu'il ne faut pas perdre de vue, lorsqu'on se sert de l'aspect topographique comme d'un criterium pour apprécier le degré d'évolution d'un cycle.

Cela posé, nous allons passer successivement en revue un certain nombre de types de cours d'eau ou de réseaux fluviaux, de manière à nous faire une idée des diverses combinaisons qui peuvent se présenter.

Rivières à pente rapide et discontinue. — Nous commencerons par donner les profils de cours d'eau qui peuvent servir d'exemples

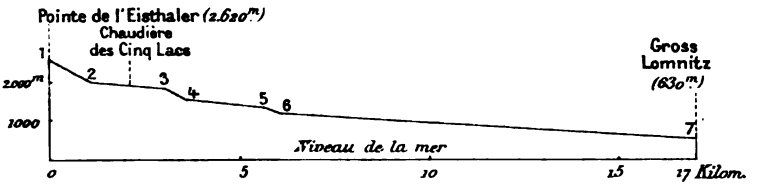

Fig. 88. — Profil du Kohlbach, dans le Tatra (hauteurs non exagérées).

au point de vue de la régularisation encore fort incomplète de la courbe du lit.

Ainsi le Kohlbach, qui descend du Tatra pour se jeter à Gross Lomnitz, après 17 kilomètres de parcours, dans un affluent de la Vistule, a sa pente brisée par deux rapides (fig. 88). Le tronçon

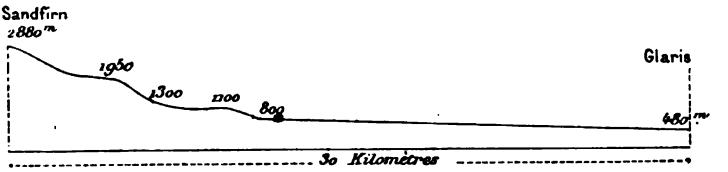

Fig. 89. — Profil de la Linth entre le Sandfirn et Glaris (d'après M. Bodmer).

de tête (marqué 1. 2), essentiellement torrentiel, a une pente de 35° 18′ sur environ 1300 mètres. Puis la traversée de la dépression dite Chaudière des Cinq Lacs (2. 3) se fait avec une inclinaison de 5° 43′, à laquelle succède un rapide (3. 4) de 48° 34′ sur 400 mètres. Alors, dans le tronçon (4. 5), la pente devient de 5° 33′, jusqu'à un autre rapide (5. 6) de près de 600 mètres avec 16° 20′, à la suite duquel la pente se règle à 3° 10′ jusqu'à l'embouchure, sur une longueur totale de 10 kilomètres et demi.

Le Kohlbach n'est qu'un torrent. Mais la même rupture de pente par deux rapides se retrouve dans le cours supérieur de la Linth, entre le Sandfirn et Glaris (fig. 89). Seulement, dans ce cas,

tant par suite de la nature des roches que par l'insuffisance des eaux de tête, le premier tronçon à partir du haut commence par une courbe convexe.

Bassin de la Somme. — A l'extrémité tout à fait opposée de l'échelle doit être placée la rivière de la Somme. D'abord son bassin, remarquablement homogène, est formé de craie, presque exclusivement même de craie blanche, avec une légère couverture de limon et de bief à silex sur les plateaux. Le peu de ruissellement qui est susceptible de se produire par l'effet de cette couverture argileuse n'a pas assez de puissance (en dehors du cas exceptionnel de trombes) pour se faire sentir jusque dans la vallée. Aussi, de tous les cours d'eau connus, la Somme est-elle un de ceux dont le débit est le plus constant, la différence n'étant que de 1 à 4 entre le volume d'étiage et celui des crues. Sa limpidité ne

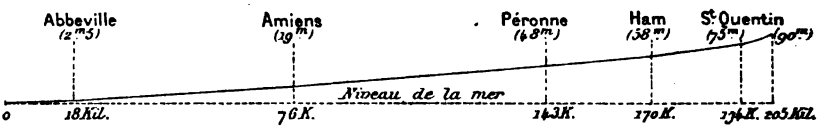

Fig. 90. — Profil du lit de la Somme.

se dément jamais, et les suintements du pied des versants, assez analogues à ceux de la Champagne, ont engendré une puissante végétation tourbeuse, dont la culture a seule arrêté le progrès.

D'autre part, la Somme coule au fond d'un synclinal qui demeure absolument rectiligne sur près de 80 kilomètres. La rivière mérite donc bien le titre de cours d'eau *conséquent*, et les quelques affluents qu'elle reçoit tombent en général à angle droit sur sa direction, disposition que quelques auteurs, en particulier M. Daubrée, ont attribuée à un réseau de diaclases ou cassures orthogonales, tandis que MM. de la Noë et de Margerie n'y voient que l'arrangement ordinaire des cours d'eau envoyés par les versants du synclinal.

Dans ces conditions, on ne s'étonnera pas de l'extrême régularité de la courbe du lit (fig. 90), qui ne commence à s'écarter sérieusement d'une droite que dans le tronçon tout à fait supérieur. La pente moyenne totale étant de $\frac{44}{100\,000}$, on peut distinguer un tronçon inférieur de 76 kilomètres, avec $\frac{25}{100\,000}$, un tronçon moyen de 67 kilomètres avec $\frac{43}{100\,000}$, un autre de 51 kilomètres avec $\frac{53}{100\,000}$; enfin le dernier, de 11 kilomètres, où la pente atteint $\frac{136}{100\,000}$.

On remarquera en même temps que la pente moyenne (1 pour

2250) est loin d'être négligeable, et que la courbe très tendue de la Somme s'écarte sensiblement de celle qu'affectent beaucoup de rivières moins tranquilles, mais où pourtant la pente du cours inférieur est bien plus faible. Cela tient à ce que la craie de Picardie est un terrain perméable *par sa masse*, à la façon des éponges, et non par des fissures où les infiltrations puissent facilement descendre : de sorte que l'eau n'est arrivée au niveau de base que progressivement, en débitant la craie sur son passage. Mais un premier cycle l'avait amenée plus bas qu'aujourd'hui, et c'est par de la tourbe qu'elle a remblayé son lit en conformité des conditions actuelles, sous l'empire de circonstances météorologiques bien différentes de celles qui présidaient autrefois à la formation des nappes de cailloux roulés, étagées à diverses hauteurs au-dessus du thalweg.

Bassin du Pô. — En opposition complète avec la Somme, on peut citer le bassin du Pô. Entièrement entouré de hautes montagnes, où l'œuvre de l'érosion est loin d'être achevée, le fleuve reçoit de tous côtés des affluents torrentiels convergents. Mais la pente des versants est si rapide, que le niveau de base est bientôt atteint, de sorte que, depuis les environs de Turin jusqu'à l'Adriatique, il s'est constitué une immense plaine alluviale, qui a gagné peu à peu sur la mer par la réunion des deltas de tous les cours d'eau.

Cette plaine n'est pas l'œuvre du fleuve principal tout seul. Ses affluents y ont aussi largement contribué. En amont de Turin, la force des cours d'eau alpins étant de beaucoup prépondérante, le Pô est constamment repoussé vers l'est, et c'est ainsi qu'il vient ronger les collines de Moncalieri et de la Superga. Mais plus loin le Tanaro, qui vient des Apennins, est assez fort pour rejeter le fleuve au nord, en attendant que le Tessin le repousse de nouveau au sud.

Un sondage entrepris à Porto-Vecchio, dans le Modenais, c'est-à-dire au sud du Pô, a été poussé *jusqu'à plus de 180 mètres au-dessous du niveau de la mer* sans sortir des alluvions fluviales, et, à 80 mètres de profondeur, les cailloux rencontrés étaient incontestablement d'origine alpine. Il est donc à croire qu'à l'époque où les torrents issus des grands glaciers débitaient d'abondants cailloutis, le Pô était rejeté au sud dans cette région. Mais depuis que la charge des cailloux alpins s'arrête dans les grands lacs de bordure, les cours d'eau venant de l'Apennin ont repris l'avantage et ramené le fleuve au nord [1].

1. Th. Fischer, *in* Kirchhoff's *Länderkunde von Europa*, II, 2, p. 357.

De Chivasso à Plaisance, la pente totale moyenne de la plaine du Pô est un peu inférieure à 1 pour 1000, et de Plaisance à la mer, elle est à peu près de 1 pour 2000. C'est-à-dire que, grâce au régime torrentiel des affluents, une plaine alluviale partiellement conquise sur la mer a juste la même pente que le tronçon supérieur de la Somme entre Péronne et Saint-Quentin. Mais la comparaison serait surtout instructive avec la plaine finale du Mississipi, dont l'inclinaison, entre Memphis et l'embouchure, n'est que de 1 pour 10 000 (soit cinq fois moindre que celle du Pô), grâce à l'absence de tout affluent torrentiel.

Bassin de Paris. Partie moyenne. — Les exemples que nous venons de citer sont relativement très simples. Le bassin de Paris, dans sa partie moyenne, celle qui est comprise entre l'Oise et l'Yonne, va nous offrir des circonstances plus variées, mais d'une variété très régulièrement ordonnée. Le système fluvial y est à la fois *composite* et *complexe*; mais ces caractères s'y présentent avec le minimum admissible de complications.

L'ensemble de cette partie du bassin peut être considéré comme un secteur d'un vaste entonnoir aplati, plongeant de tous côtés vers Paris. Mais à mesure qu'on s'éloigne du centre, dans une direction quelconque, les versants de l'entonnoir se montrent partagés en bandes concentriques, dont chacune répond à l'affleurement de l'un des étages tertiaires ou secondaires, lesquels forment, comme on sait, autant de cuvettes superposées, dont les bords se relèvent vers l'Ardenne, les Vosges et le Morvan.

Chacune de ces bandes se limite en amont par une falaise, que l'érosion a créée en débitant une roche tendre, sous-jacente à une assise plus dure (revoir la fig. 54), suivant le procédé dont il a été antérieurement question [1]. Telles sont, de l'aval à l'amont : la *falaise de l'Ile de France*, du pied de laquelle sortent les plaines crayeuses de la Champagne, progressivement relevées à l'est; la *falaise de Champagne*, constituée par la craie, dominant les marnes et argiles facilement dénudées du crétacé inférieur; la *falaise de l'Argonne*, où la gaize se dresse en rempart au-dessus du grès vert sous-jacent; enfin la *falaise corallienne* de Verdun, qui déjà n'appartient plus au bassin hydrographique de la Seine.

Zones hydrographiques du bassin. — A cette disposition, qui

1. Voir plus haut, p. 116.

se manifeste si nettement dans le profil en travers du bassin, se joint un arrangement spécial du réseau hydrographique en zones alternatives, dont Belgrand a le premier fait ressortir la netteté [1].

Les bandes d'affleurement sont de nature très inégale en ce qui concerne leur perméabilité. Sur celles où dominent les argiles, les cours d'eau sont extrêmement nombreux et indéfiniment ramifiés, dessinant un véritable *chevelu*. Au contraire, dans les bandes perméables, les rivières sont rares et de parcours bien défini.

La figure 91 met bien en évidence l'épanouissement du réseau fluvial dans l'ensemble des terrains cristallins du Morvan et de leur bordure argileuse, faite de lias; puis le resserrement du réseau dans la traversée des massifs calcaires jurassiques; ensuite un nouvel épanouissement, strictement limité aux argiles et aux sables infracrétacés de la *Champagne humide*; enfin un nouveau rétrécissement dans la craie de la Champagne pouilleuse.

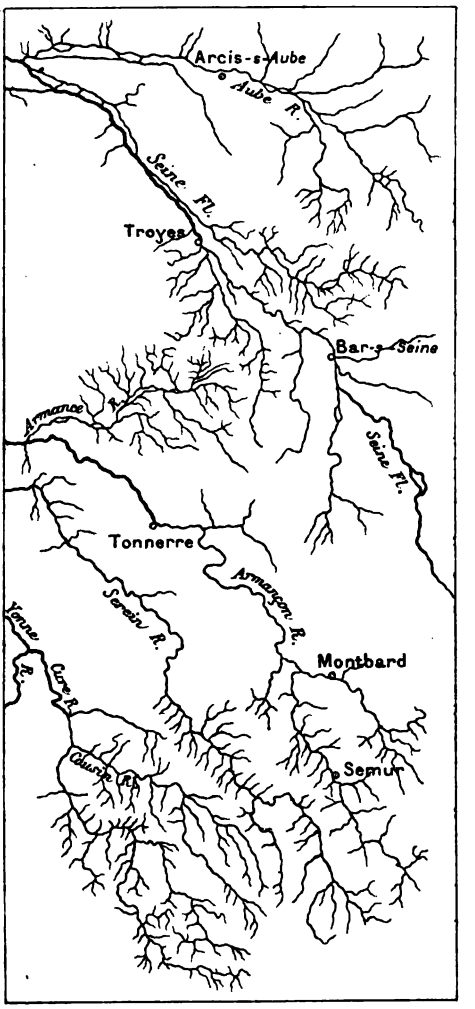

Fig. 91. — Fragment du bassin de la Seine.

Ce fait n'est évidemment pas particulier au bassin de Paris, où seulement il éclate avec plus de netteté que partout ailleurs, à cause de la régularité avec laquelle se succèdent les bandes d'inégale perméabilité. L'examen d'une bonne carte suffit en général pour qu'on puisse deviner

1. *La Seine, Études hydrologiques.*

le caractère que présentent, à ce point de vue, les terrains traversés.

On remarquera que le rétrécissement du réseau fluvial dans la Champagne pouilleuse diffère de celui qui se produit en Bourgogne, en ce que les cours d'eau champenois se montrent accompagnés de dérivations parallèles, attestant la largeur de leur vallée et l'incertitude de la pente en travers. Même sans connaître la topographie du bassin, cette circonstance suffit pour faire diagnostiquer un pays de faible relief, avec vallées au fond plat, parfois même convexe, par opposition avec les vallées encaissées du plateau calcaire bourguignon. On devine à ce seul trait que la Champagne doit être perméable dans la masse entière du terrain, avec suintements continus au pied des versants, tandis que la Bourgogne est perméable par fissures, de sorte que de belles sources doivent s'y faire jour après un long parcours souterrain.

Dernières phases de l'évolution du réseau parisien. — Les traits qui viennent d'être signalés s'expliquent d'eux-mêmes par les lois générales de l'érosion dans un territoire doucement incliné, où affleurent des terrains d'inégale résistance. Mais il s'en faut que ces traits aient été acquis d'un seul coup. Quand on considère une carte de l'ensemble du bassin, on ne peut manquer d'être frappé de ce fait, qu'au lieu de couler toujours perpendiculairement aux affleurements concentriques, certains cours d'eau principaux les suivent parallèlement sur d'assez grandes étendues; alors que cette direction parallèle devrait être, selon la théorie, réservée aux affluents *subséquents* ou cours d'eau du second ordre. Cela est surtout marqué pour l'Aire et l'Aisne, qui longtemps suivent la direction de l'Argonne, avant que l'Aisne se décide à tourner à l'ouest. De même la Seine, une fois grossie de l'Aube, suit la direction des affleurements jusqu'à sa jonction avec l'Yonne.

Ces apparentes dérogations à la règle viennent de ce que l'état présent du bassin de Paris est le résultat de la superposition de plusieurs cycles d'érosion, dont les derniers ont modifié le réseau primitif par divers phénomènes de capture.

Aujourd'hui les cours d'eau principaux de la partie moyenne du bassin ont si bien régularisé la courbe de leurs lits, que la pente d'ensemble y est descendue au-dessous de $\frac{1}{2600}$. Ce chiffre est très remarquable, car c'est précisément celui qui exprime la pente d'ensemble du versant méridional du fleuve des Amazones, sur plus de 800 kilomètres de distance perpendiculaire au fleuve.

D'ailleurs, comme l'ont montré MM. de la Noë et de Margerie [1], si, entre l'Oise et l'Yonne, on réunit par des courbes les points des lits des grands cours d'eau qui ont la même altitude, on obtient des lignes concentriques qui dessinent un entonnoir aussi aplati que régulier. On peut donc dire que la *pénéplaine future* est actuellement jalonnée par des éléments correspondants des rivières principales, pour lesquelles l'état d'équilibre est atteint.

Mais les mêmes auteurs ont fait cette remarque importante, que les courbes générales d'altitude, au sommet de la falaise tertiaire de l'Ile de France, aussi bien que celles de la falaise crétacée de Champagne (c'est-à-dire les courbes qui réunissent, sans égard aux dénivellations intermédiaires, les points de même niveau sur les couronnements de ces deux falaises), sont exactement *parallèles aux précédentes*; d'où l'on peut tirer cette conclusion, que

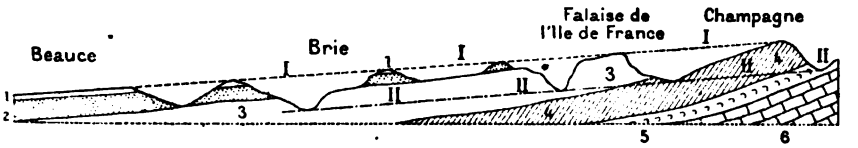

Fig. 92. — Diagramme du bassin de Paris. — 1, calcaire de Beauce; 2, sables oligocènes; 3, terrain éocène; 4, craie; 5, infracrétacé; 6, calcaires jurassiques. — I, I, pénéplaine oligocène, II, II, surface d'équilibre des grands cours d'eau actuels.

les bords actuels des falaises représentent des lambeaux d'une ancienne pénéplaine. Même on peut s'assurer qu'à part un bombement correspondant à la Montagne de Reims, presque partout, entre le lit des grands cours d'eau et la surface supérieure de la falaise que chacun d'eux entame pour pénétrer d'une bande dans la suivante, la dénivellation est à peu près constante, toujours comprise entre 130 et 150 mètres : ce qui autoriserait la supposition que l'ancienne pénéplaine, dont les couronnements des falaises représentent les restes (fig. 92), aurait été soulevée en masse, presque sans déformation, de cette quantité.

Aperçu de l'évolution du bassin. — Or l'histoire géologique du bassin nous enseigne que, vers le milieu des temps tertiaires, un grand lac, le lac oligocène de la Beauce, occupait toute la partie centrale de la région, recevant des cours d'eau qui lui venaient de l'est. Le niveau de ce lac était alors peu différent de celui de la mer; car, à plus d'une reprise, du moins au début, cette dernière y a fait des incursions. Le lac définissait donc la surface de base

1. *Les Formes du terrain*, pl. XXXIV.

de l'érosion pour la région émergée à cette époque, et qui s'étendait de la Champagne aux Vosges. Sur tout ce parcours devait s'installer un réseau fluvial dirigé de l'est à l'ouest, et dont l'action tendait à transformer l'ensemble de la Lorraine, de la Bourgogne et de la Champagne crayeuse en une pénéplaine aboutissant à la nappe lacustre.

Plus tard, le lac s'est vidé en s'inclinant vers la Loire, après quoi un soulèvement, ou plutôt une série de soulèvements, en a relevé le fond vers le nord-est, de telle sorte qu'autour de Paris, les restes de ce fond se retrouvent aujourd'hui entre 170 et 180 mètres d'altitude. Par suite de cette surrection, les rivières, déjà régularisées jusqu'à leur entrée dans le lac, ont dû, à la fois, s'allonger sur son territoire asséché, y descendre et creuser à nouveau leurs anciens lits. Le façonnement de la surface a marché avec une vitesse inégale suivant la résistance des affleurements, les bandes les moins dures cédant plus vite que les autres, ce qui a dû créer la falaise de l'Ile de France et accentuer celles qui existaient auparavant en Champagne et en Argonne. De cette façon, l'ancienne pénéplaine a subi un nouveau modelé, qui n'en a laissé subsister que des restes, formant les crêtes des falaises successives.

Phénomènes de capture en Champagne. — Au cours de ce travail, les diverses rivières n'ont pas dû marcher du même pas, soit qu'elles eussent des débits inégaux, soit à cause de la variété des roches rencontrées sur leur parcours. Aussi des phénomènes de capture se sont-ils produits, qui ont modifié plus ou moins profondément le réseau de la pénéplaine oligocène. L'un des exemples les plus typiques de ces modifications a été signalé par M. Davis [1]. Il concerne le territoire compris entre la Marne et l'Aube au voisinage de Fère-Champenoise (fig. 93).

A l'origine du mouvement qui a déterminé l'enfoncement des lits fluviaux, trois rivières paraissent avoir existé entre la Marne et l'Aube (fig. 93, I) : la première, R, marquée par la réunion des eaux divisées de nos jours entre la Soude et le Surmelin; la seconde, R′, comprenant la Somme qui, après s'être réunie au petit cours d'eau de Vaurefroy sur l'emplacement du marais de Saint-Gond, se prolongeait par le Petit-Morin; enfin la troisième R″, jalonnée par l'ensemble de la Maurienne, du ruisseau de Sézanne ou des Anges et du Grand-Morin.

Pendant que s'opérait la surrection du pays, tous ces cours

1. *Annales de géographie*, 1895.

d'eau durent se tailler une entrée à travers la falaise tertiaire de Sézanne (fig. 93, II), qui se dessinait au fur et à mesure, grâce à la résistance offerte par l'affleurement du calcaire pisolithique, faisant obstacle à la pénétration des rivières. Au contraire, en arrière, le facile affouillement de la craie engendrait, le long de la falaise, une dépression où deux affluents *subséquents* prenaient naissance : l'un, A, correspondant à la Somme-Soude, tombait dans la Marne au-dessous de Châlons; l'autre, A', représenté par le tronçon inférieur de la Superbe, aboutissait à l'Aube.

Bientôt la Marne et l'Aube, grâce au volume de leurs eaux, qui

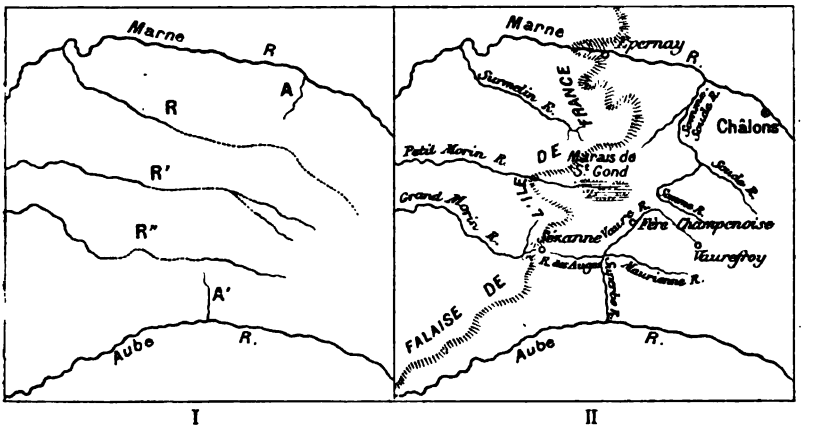

Fig. 93. — Évolution des rivières entre la Marne et l'Aube (d'après M. Davis). — I, état antérieur; II, état actuel.

leur donnait de l'avantage, grâce aussi, peut-être, à une moindre résistance du bloc tertiaire sur leur parcours, parvenaient à descendre notablement plus bas que les autres rivières, attirant à elles les thalwegs des deux affluents A et A', qui allongeaient leurs lits dans deux directions opposées. En vertu de ce double allongement, d'un côté, par le progrès de son creusement en amont, la Somme-Soude A capturait d'abord la Soude, et un peu plus tard la Somme. De l'autre côté, la Superbe s'emparait du tronçon supérieur du Grand-Morin, le divisant en deux petites rivières opposées bout à bout, dont l'une, *obséquente* [1] et coulant à rebours sous la forme du ruisseau des Anges, tandis que l'autre devenait la Maurienne. Puis, continuant sa marche rétrograde au nord, la Superbe, ainsi renforcée, opérait, par la Vaure, la conquête du

1. Voir plus haut, p. 118.

ruisseau de Vaurefroy. Le Surmelin et le Grand-Morin, ainsi décapités, étaient réduits plus tard à prendre la crête de la falaise comme ligne de partage; seul, le Petit-Morin a su garder une partie de ses eaux de tête en amont de la falaise déjà mieux entamée : mais ces eaux, impuissantes à continuer le creusement et entravées par les alluvions affluentes, qu'elles ne savent plus entraîner, ont stationné en arrière, créant le marais de Saint-Gond.

Un col qui domine Sézanne à l'ouest marque le point où passait l'ancien cours supérieur du Grand-Morin; et, chose caractéristique, le petit ruisseau qui naît à l'ouest de ce col, pour se rendre au Grand-Morin, porte dans le pays le nom du ruisseau des Anges, tout comme celui qui, descendant de Sézanne, va tomber dans la Superbe presque en face de la Maurienne. Enfin, par une curieuse coïncidence, on retrouve au même col la trace d'une rivière qui, au début de l'ère tertiaire, venait aboutir en cascade à un lac éocène, après avoir arrosé la Champagne.

Particularités hydrographiques de la Lorraine. — Le réseau fluvial de la Lorraine offre des particularités intéressantes, qui accusent à la fois l'influence de la nature du terrain et celle d'une succession de cycles.

A partir des Vosges, grâce à ce qu'on pourrait appeler l'indifférence des couches, en majeure partie argileuses et tendres, qui affleurent entre le grès vosgien et l'oolithe jurassique, tous les cours d'eau, de la Moselle à la Meurthe, n'ont aucune peine à se diriger de l'est à l'ouest, conformément à la pente générale de la région. En même temps, l'érosion a abaissé le pays en masse, et les rivières y sont à peine encaissées.

Mais, en arrivant à Nancy, la Meurthe bute contre la bande de calcaires oolithiques, sous lesquels le lias va s'enfoncer à l'ouest. Au début, quand le creusement n'avait pas atteint la base de la masse calcaire, la rivière y trouvait sans doute des fentes qui lui permettaient de continuer sa route. Mais l'abaissement successif du lit a fini par l'amener dans l'argile du lias, sous-jacente au calcaire. Alors, sans doute, renonçant au difficile travail qu'eût exigé le maintien d'un chenal creusé en pleine argile, sous deux escarpements importants, la Meurthe a préféré se couder doucement pour suivre le pied de la falaise oolithique et continuer ainsi, bientôt confondue avec la Moselle, jusqu'à Thionville, où se rencontraient d'autres conditions.

Ce n'est pas là du reste l'épisode le plus important de la forma-

tion du réseau lorrain. Un autre, encore plus instructif, est le détournement de la Moselle, autrefois tributaire de la Meuse.

La Moselle à Toul. — La Moselle, descendant des Vosges conformément à la pente générale du pays, se dirige vers l'ouest-nord-ouest, traversant le trias et les bandes successives du terrain jurassique, jusques et y compris les argiles oxfordiennes. Mais là, devant Toul (fig. 94), elle rebrousse chemin brusquement, après avoir décrit une boucle complète au milieu d'une plaine qui atteste un violent effort de déblaiement, n'ayant laissé subsister que de rares témoins, comme le Mont Saint-Michel. Elle se dirige alors

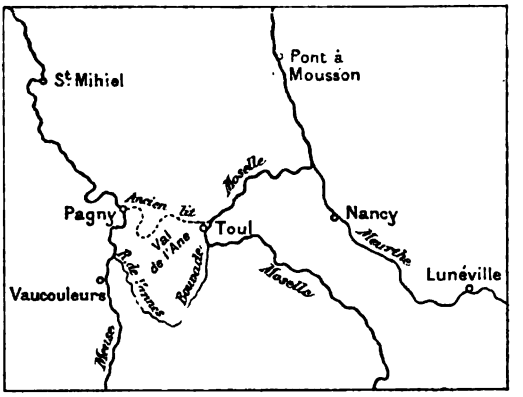

Fig. 94. — Carte de l'ancien confluent de la Meuse et de la Moselle.

au nord-est, par un couloir ouvert au milieu des calcaires, et dont les faibles dimensions sont hors de proportion avec l'ampleur qu'avait la vallée en amont. On dirait d'une dérivation artificielle, creusée pour amener la Moselle à angle droit dans la vallée de la Meurthe, parfaitement continue depuis Nancy.

Cependant, de Toul à Pagny, où passe la Meuse, il n'y a en ligne droite que 12 kilomètres, et bien loin qu'il se présente dans l'intervalle une barrière infranchissable, on y peut suivre tout le temps une vallée sinueuse qui commence à Toul par le ruisseau de l'Ingressin, et continue par une boucle fortement repliée, dont la branche orientale porte le nom de Val de l'Ane, tandis que sa branche occidentale aboutit au marais de Pagny. Sauf un seul point, à l'extrémité convexe de la boucle, où un seuil s'élève à environ 16 mètres de hauteur, tout le fond de cette sinuosité est une vallée sèche, de niveau avec la Meuse, qui coule à Pagny à 245 mètres d'altitude, et partout on y observe des alluvions

anciennes, qui établissent clairement que la Moselle a passé par là.

D'un autre côté, les anciennes alluvions de la Meuse renferment en aval de Pagny beaucoup de cailloux d'origine vosgienne. Même Buvignier a fait depuis longtemps la remarque très intéressante [1], que les cailloux de grès bigarré montent jusqu'à 30 mètres au-dessus de l'étiage actuel, tandis que les fragments granitiques ne dépassent pas une hauteur de 10 à 20 mètres. Ainsi le creusement a été progressif et l'ancienne Moselle, tributaire de la Meuse à partir de Pagny, lui apportait les matériaux de son cours supérieur à mesure qu'elle-même l'approfondissait; de sorte que les cailloux granitiques n'ont apparu qu'au moment où le progrès de l'érosion avait mis le granite à découvert aux environs de Remiremont.

Enfin les anciennes alluvions de la boucle du Val de l'Ane renferment des ossements de mammouth, ce qui prouve que le changement de direction de la rivière est postérieur à la phase des alluvions anciennes à *Elephas primigenius*. C'est donc un événement relativement très récent. Il reste à démêler pour quelles causes ce détournement s'est accompli.

Causes probables de la capture. — On remarquera d'abord que la vallée de la Meurthe, distante de Toul de moins de 20 kilomètres, a son fond, vers Frouard, à 197 mètres d'altitude. Ce devait donc être un voisinage dangereux pour une rivière qui déposait ses alluvions à Toul vers 245 mètres. Il suffisait qu'un affluent latéral aboutissant à Frouard, et profitant de la facilité de creusement que lui donnaient les calcaires oolithiques fissurés, poussât son thalweg en amont jusqu'au plateau de Toul, alors occupé par les argiles oxfordiennes.

Au contraire, de Toul à Pagny, par suite du relèvement des couches vers l'est (fig. 95), les circonstances paraissent avoir été, au fur et à mesure du creusement, de plus en plus défavorables au maintien d'une brèche allant jusqu'à la Moselle [2]. Dans le principe, quand les rivières coulaient encore très haut, l'approfondissement devait être facile à travers le massif calcaire BACDE. Mais quand la Meuse eut atteint en A le fond de ce massif, c'est-à-dire l'argile oxfordienne, il a fallu qu'au delà de Toul la Moselle parvînt à creuser son lit au sein du massif argileux, devenu très épais entre E et F à cause du plongement.

Or on sait que, dans l'argile, le creusement ne peut s'opérer que

1. *Statistique géologique de la Meuse.* — 2. Wohlgemüth, *Assoc. française*, session de Paris, 1889.

par l'enlèvement progressif des matériaux du lit. Les versants doivent alors s'ébouler en produisant de fréquentes obstructions, dont une rivière très puissante peut seule triompher. On s'explique que des obstacles de ce genre, souvent renouvelés, aient pu obliger la Moselle des temps glaciaires à tourbillonner plus d'une fois sur l'emplacement de Toul, et à s'y accumuler en lac tendant à déborder vers le nord-est. Il est vraisemblable aussi que la grande diminution de débit, survenue après l'époque du mammouth, a fini par rendre la lutte impossible; si bien que la Moselle, débordant vers Gondreville, a réussi à atteindre le calcaire bathonien, qui affleure vers Toul en G F. Elle se sera déversée par-dessus le seuil, marchant à la rencontre d'un petit affluent de la Meurthe, et ce chenal, une fois ouvert, aura été rapidement approfondi de l'aval à

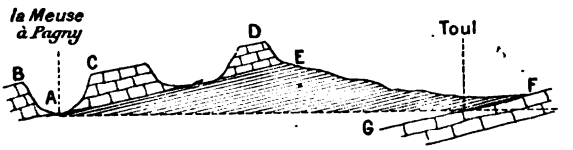

Fig. 95. — Coupe schématique du terrain entre Toul et la Meuse.

l'amont : ce qui explique qu'aujourd'hui la Moselle coule à Toul à 204 mètres, au fond d'une véritable tranchée, ouverte au milieu de la plaine des alluvions anciennes, sur laquelle elle avait longtemps stationné.

Conséquences diverses. — En tout cas, on conçoit sans peine l'effet qu'un détournement de ce genre a pu produire en privant la Meuse de l'important volume d'eau que lui amenait cet affluent, pour en faire profiter un autre bassin, dont la Moselle s'est d'ailleurs emparée en vertu de sa supériorité, et où l'énergie des eaux courantes a reçu une impulsion nouvelle. A partir de ce moment, divers cours d'eau qui, auparavant, se rendaient de la Woëvre à la Meuse par des cols du massif calcaire, ont mieux aimé établir leur pente en sens inverse, et sont devenus tributaires de la Moselle en aval de Frouard. En revanche la Bouvade, qui rejoint la Moselle à Toul, ayant son cours en majeure partie dans l'argile, n'a pu opérer en amont une conquête assez rapide pour atteindre le ruisseau de Vannes; de la sorte, ce cours d'eau, dont la source, très voisine de celle de la Bouvade, est située *sur le versant qui regarde la Moselle*, continue à se rendre comme autrefois dans la Meuse [1].

1. Wohlgemüth, *loc. cit.*

Les preuves des anciennes divagations de la Moselle sont d'ail leurs abondantes. Un col que traverse la route de Foug à Lay-Saint-Remy, à la base même de la boucle, atteste un passage fluvial abandonné de bonne heure. A un moment, la rivière a dû chercher à s'échapper vers la Woëvre, comme en témoigne le curieux col de Troudes, qui fait si directement suite à la branche occidentale de la boucle. Du reste, en dehors des conditions générales du terrain, des mouvements particuliers du sol ont pu contribuer au résultat, et une faille, qui passe précisément à Toul, relevant le massif calcaire de l'est, a peut-être agi dans le même sens.

Réseau hydrographique rhénan. — Aux divers exemples qui viennent d'être passés en revue, il convient d'en ajouter un où se trouvent réalisées les conditions les plus multiples, celles d'un réseau à la fois *composé*, *composite* et *complexe*. Nous le trouverons dans le système hydrographique du Rhin.

La seule inspection d'une carte des cours d'eau tributaires de ce fleuve (fig. 96) suffit à faire deviner la complication du bassin, comme structure et comme histoire. C'est ainsi qu'après avoir embrassé presque toute l'hydrographie de la Suisse, réunie en un seul tronc au débouché de l'Aare dans le Rhin, le réseau, jusque-là si épanoui, se rétrécit de telle sorte, qu'à Bâle sa largeur transversale, de la ligne séparative du Doubs à celle du Danube, tombe au-dessous de 100 kilomètres. Après quoi le fleuve ne reçoit plus, ni à droite ni à gauche, aucun affluent sérieux jusqu'au Neckar, tandis qu'un peu plus bas le Main et la Lahn à droite, la Moselle à gauche, lui apportent le tribut de régions largement étalées, dont tout le drainage s'est fait *parallèlement* au Rhin, avant de lui parvenir par des affluents qui ont tout recueilli au passage. Encore à considérer la façon dont le sillon de la Nahe prolonge celui du Main et de la Kinzig, mais surtout l'alignement remarquable de la Moselle inférieure et de la Lahn, est-il permis de soupçonner qu'une influence tectonique de premier ordre est intervenue dans la formation de cette partie du réseau.

La symétrie et le développement en éventail, qui éclatent si bien dans le dessin de certains réseaux, comme ceux de la Garonne et du bassin de Paris, font ici complètement défaut. On pressent de suite un territoire hétérogène, où des tronçons d'âge et d'histoire divers ont fini par se réunir en un tout compliqué. Et cette impression se confirme quand on constate, sur une carte orographique, que le Rhin traverse successivement : le pays des hautes mon-

tagnes suisses, la dépression de Constance, le plateau jurassien du pied de la Forêt Noire, le grand effondrement alsacien, le bassin plat de Mayence; après quoi, au lieu de continuer par les trouées de la Fulda et du Weser, qui semblaient lui offrir une voie plus directe que tout autre, ce fleuve s'impose la rude traversée du haut plateau dit rhénan du Hunsrück et du Westerwald, pour arriver

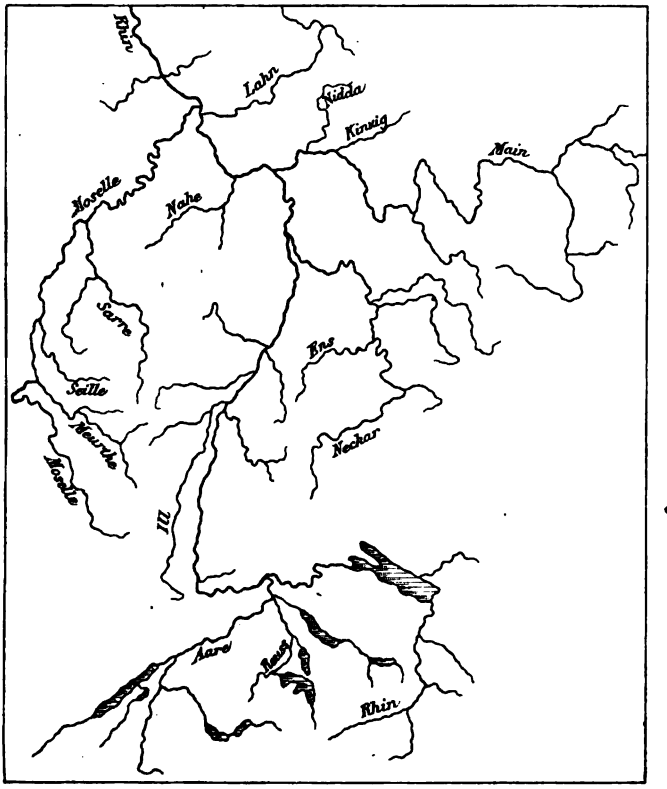

Fig. 96. — Le réseau hydrographique rhénan.

ainsi laborieusement aux plaines de la Westphalie et à celles des Pays-Bas.

Profil du Rhin. — La diversité de structure et d'histoire des régions tour à tour visitées par le Rhin est telle, que le fleuve n'a pas encore pu conquérir un profil d'équilibre. Au lieu d'une pente continue, se traduisant par une courbe régulièrement concave, le lit du Rhin offre une suite de ressauts (fig. 97). Au milieu de ces inégalités s'intercalent deux parties de très faible inclinaison, l'une entre le lac de Constance et Schaffouse, l'autre s'étendant de Spire

à Mayence, dans cet ancien bassin que le fleuve a fortement affouillé, avant d'établir son lit dans le défilé de Bingen à Coblence. L'ensemble forme une ligne brisée dont les éléments se groupent bien autour d'une courbe, mais en dessinant une concavité beaucoup plus progressive que dans la plupart des rivières, où la courbure ne commence à se prononcer que dans les parties hautes du bassin. Aussi peut-on dire que le cours du Rhin, long de 1000 kilomètres, se compose de deux portions presque égales, l'une de 450 kilomètres, entre la source et Kehl, où la pente d'ensemble est supérieure à $\frac{1}{1000}$, l'autre de 550 kilomètres, de Kehl à l'embouchure, où la pente moyenne est de $0^m,24$ pour 1000. La première partie elle-même se divise en deux tronçons, séparés par le

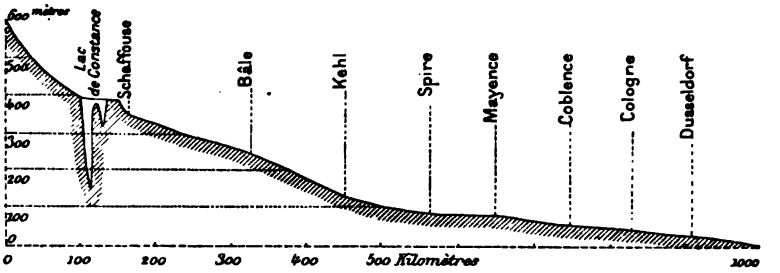

Fig. 97. — Profil du Rhin.

lac de Constance, et dont les pentes sont respectivement de 2 pour 1000 et de $0^m,9$ pour 1000. Si l'on réfléchit qu'une pente d'un millième est en général la limite au delà de laquelle une rivière cesse d'être navigable, et que cette pente se retrouve par endroits entre Bâle et le Kaiserstuhl, on appréciera combien le Rhin est encore éloigné de son état d'équilibre définitif. C'est ce dont témoignent les nombreux changements, survenus de l'époque romaine au XVIe siècle, dans la situation de Vieux-Brisach; et sans doute le travail mécanique du Rhin serait encore plus efficace, si l'homme ne s'était appliqué à en diminuer le danger par toutes sortes de travaux, ayant pour objet de fixer le sol du territoire traversé par le fleuve et ses affluents.

Ce qui peut surprendre au premier abord, c'est de voir la pente de Bâle à Kehl si notablement supérieure à celle du tronçon précédent. Mais cette anomalie s'explique, quand on se rappelle que ce tronçon est établi sur le massif sédimentaire, à peu près horizontal et perméable, qui forme au pied de la Forêt Noire ce qu'on nomme le *Jura tabulaire* (*Tafeljura*); de sorte que le fleuve, à partir de la

chute que lui impose l'éperon granitique de Laufenburg, a trouvé de suite à descendre jusqu'au voisinage du niveau de base. Au contraire, au delà de Bâle, il lui a fallu s'accommoder de la dépression alsacienne, telle que l'avaient faite les effondrements de l'époque tertiaire, et sans doute aussi les apports des glaciers quaternaires.

Histoire du fleuve. — L'histoire du fleuve est d'ailleurs très complexe. D'abord la dépression alsacienne s'est produite au milieu des temps tertiaires, lors de l'époque oligocène, et elle a été occupée par une mer qui venait de la région de Cassel et du Weser. Après le départ de cette mer, il a dû y avoir un fleuve qui se vidait *à l'est*, du côté du Danube, si bien que les géologues suisses ont donné le nom d'*anti-Rhin* à ce précurseur du fleuve actuel. Pendant ce temps, les éruptions volcaniques du Vogelsberg venaient intercepter l'ancien golfe de la Hesse.

Après le soulèvement des Alpes, tandis que le Rhin supérieur continuait à se diriger vers Ulm, il y a eu en Suisse un fleuve qui passait par Sargans, Wallenstatt, Zurich et le lit de la Limmat, creusant une rigole au bord méridional de la Forêt Noire. Ensuite le Rhin a changé de route et s'est rendu dans la dépression de Constance, d'où il s'écoulait à l'ouest, d'abord par la branche d'Ueberlingen, puis par l'Untersee, empruntant au delà le sillon déjà creusé au sud de la Forêt Noire, mais à condition de modifier son cours d'aval après chaque extension des glaces.

De la plaine rhénane, le Rhin a passé dans la dépression de Mayence, qui à l'époque pleistocène a subi un affaissement marqué, pendant qu'au contraire le massif rhénan se soulevait peu à peu, comme nous l'avons vu antérieurement[1], ce qui fait que les anciennes alluvions du Rhin, d'origine nettement fluviale, atteignent 85 mètres d'épaisseur devant Bingen. Ce mouvement pourrait d'ailleurs n'être pas entièrement terminé, car les tremblements de terre qui se sont fait sentir à Darmstadt témoignent d'une certaine instabilité dans la plaine fluviale.

La traversée de Bingen à Coblence est loin d'être définitivement régularisée. Elle offrait autrefois plusieurs seuils dangereux. Le lit y perd par moments les 4/5 de sa largeur, et la profondeur de l'eau s'élève jusqu'à 27 mètres. Quant à la Moselle, nous avons déjà eu l'occasion de parler de son enfoncement progressif au sein du massif schisteux.

1. Voir. plus haut, p. 172.

En résumé, la constitution du réseau hydrographique rhénan est à la fois compliquée et inachevée. Encore l'exposé qui précède n'en peut-il donner qu'une idée insuffisante ; car nous n'y avons pas envisagé les phénomènes glaciaires, dont l'influence fera l'objet d'un chapitre distinct. Néanmoins nous arrêtons ici cette rapide revue des différents types hydrographiques, laquelle n'avait qu'un but : faire bien saisir, par quelques applications concrètes, la valeur des considérations générales invoquées dans les chapitres précédents.

ONZIÈME LEÇON

LE MODELÉ GLACIAIRE

Définition et importance du modelé glaciaire. — Jusqu'ici nous n'avons considéré l'action des puissances extérieures que sous la forme des eaux courantes; mais il est une part importante des précipitations atmosphériques qui prend d'abord la forme de neige et qui, transformée ensuite en glace, devient pour la terre ferme un puissant agent de modelé.

A l'heure présente, selon M. Penck[1], la surface occupée par les glaciers dans les Alpes, le Caucase, l'Himalaya, la Cordillère des Andes et la Nouvelle-Zélande, serait d'environ 50 000 kilomètres carrés : c'est peu de chose relativement à la superficie continentale; mais ce peu de chose agit avec une grande énergie, précisément sur les régions où le relief est le plus heurté, produisant des modifications rapides et imposantes. Il y faut d'ailleurs ajouter l'espace considérable occupé par les glaces dans les régions polaires. Mais surtout, il convient de se souvenir qu'à une époque très voisine de la nôtre, l'empire de la glace a été incomparablement plus étendu; de sorte que les traces de son passage, partout nettement visibles, impriment à une fraction notable de la terre ferme une physionomie tout à fait particulière.

De là dérive le puissant intérêt géographique qui s'attache à l'étude du modelé glaciaire. Sous cette rubrique, nous comprendrons, avec les effets du froid et de la neige, ceux des glaces proprement dites. Nous nous occuperons d'abord des *glaciers de montagnes*, pour tourner ensuite notre attention vers les *calottes glaciaires*.

Désagrégation des roches par la gelée. — La gelée est une

1. *Morphologie*, I, p. 387.

des causes de désagrégation les plus puissantes pour les roches. En s'introduisant dans les joints et en s'y congelant, l'eau agit comme un coin et débite les terrains les plus durs en blocs qui forment, au pied et même dès la cime de certains escarpements, des amas gigantesques (fig. 98). Ces *chaos de rochers*, en équilibre parfois si instable que le poids d'un homme les met en mouvement, sont caractéristiques de toutes les hautes régions. L'aspect particulièrement déchiqueté des aiguilles alpines tient à l'écroulement pro-

Fig. 98. — Granite débité par la gelée au sommet du pic d'Ardiden (Pyrénées) (Photographie de M. J. Vallot).

gressif des rochers, déjà divisés en bancs par l'énergique laminage que le soulèvement de la chaîne leur a fait subir.

Cette action s'exerce sur toutes les hautes cimes, où la chaleur que communique aux roches une énergique insolation contraste avec le froid intense des nuits. En général, les amoncellements ainsi produits ont une limite inférieure, qui est celle où les neiges et les eaux courantes commencent à pouvoir s'emparer des fragments débités. Mais quand ces agents font défaut, comme sur les hauts plateaux du Tibet, les blocs demeurent en place, s'accumulant en quantité croissante, si bien que les montagnes finissent, comme nous l'avons déjà dit[1], par être comme ensevelies sous leurs propres débris.

1. Voir plus haut, p. 85.

Action des glaciers. — D'ordinaire, les roches désagrégées par la gelée, et entraînées soit par leur poids, soit par les avalanches de neige, finissent par tomber sur la surface des glaciers, qui les transportent d'un mouvement lent, mais irrésistible, en même temps qu'ils s'en servent comme d'outils pour façonner les parois de la gorge qui les contient.

Tous les glaciers connus occupent des vallées encaissées[1], que l'activité des eaux courantes avait creusées antérieurement à l'établissement de la glace. Celle-ci, par la pression qu'elle exerce, chasse devant elle tous les matériaux meubles, aussi bien du fond que des parois, dont elle rabote impitoyablement les aspérités. De cette manière, le profil transversal d'une gorge glaciaire, au lieu de dessiner un V, affecte la forme d'un U, ou plutôt celle d'une *auge* à fond courbe; car la largeur est généralement supérieure à la profondeur.

Si le glacier se retire, on voit apparaître des parois rocheuses abruptes, entièrement dressées et polies, souvent sillonnées de rayures ou de cannelures, engendrées par la pression des pierres dures que charriait la glace. Si ces rayures disparaissent rapidement à l'air, en revanche les surfaces polies persistent longtemps. Ces surfaces apparaissent aussi sur le lit même de l'ancien glacier, où elles représentent les protubérances dures que le frottement des matériaux transportés a peu à peu usées, au moins du côté d'amont, en leur donnant la forme de dos de moutons, d'où le nom de *roches moutonnées* (fig. 99).

Dans toutes les vallées alpines, la zone des *polis glaciaires* monte à plusieurs centaines de mètres au-dessus des glaciers actuels, attestant la hauteur à laquelle ceux-ci ont dû s'élever autrefois. Cette bande inférieure, dépourvue d'aspérités, se remarque d'autant mieux qu'immédiatement au-dessus s'aperçoivent les lignes capricieusement déchiquetées des aiguilles (fig. 100), dont les déchirures se profilent sur le ciel en zigzags souvent fantastiques.

Caractères des vallées glaciaires. — Un caractère distinctif des vallées glaciaires est la forte inclinaison du lit, qui est celle d'un torrent proprement dit. Mais il faut noter surtout la *discontinuité de la pente* du thalweg, dont certaines parties ont pu être excavées tandis que d'autres, demeurées en saillie, étaient simplement

1. Nous ne nous occupons pas ici des glaciers suspendus, dont le rôle est négligeable au point de vue du modelé.

arrondies du côté d'amont. En effet, non seulement un glacier peut être inégalement épais en différents points, ce qui fait varier la pression sur le fond; mais, à la différence des cours d'eau, il est capable, sous l'influence de la poussée d'en haut, de remonter

Fig. 99. — Roches moutonnées, polies par un ancien glacier au lac d'Estom-Soubiren (Pyrénées) (Photographie de M. J. Vallot).

des contre-pentes en affouillant leur pied. De là des dépressions, qui en cas de recul abriteront des *lacs*. Le ruissellement abondant qui s'accomplit dans les régions montagneuses s'emploie activement à régulariser les inégalités du lit abandonné. Pourtant il est des pays où ce travail est peu avancé, et c'est ainsi qu'on pourrait expliquer, au moins en partie, le profil des vallées qui débouchent dans les *fjords* de Norvège. La plupart consistent en une série de lacs étagés, qui se vident les uns dans les autres par des cascades ou des rapides; et si, pour quelques-uns de ces lacs, l'eau est

retenue par des barrages morainiques, les plus nombreux sont entaillés dans la roche vive. Mais il ne faut pas oublier non plus que des influences tectoniques ont pu contribuer à faire prévaloir cette disposition.

La forte inclinaison des parois, la fréquence des escarpements rocheux dépourvus d'aspérités, sont aussi des caractères propres aux vallées glaciaires. Les versants des *fjords* de la Norvège les

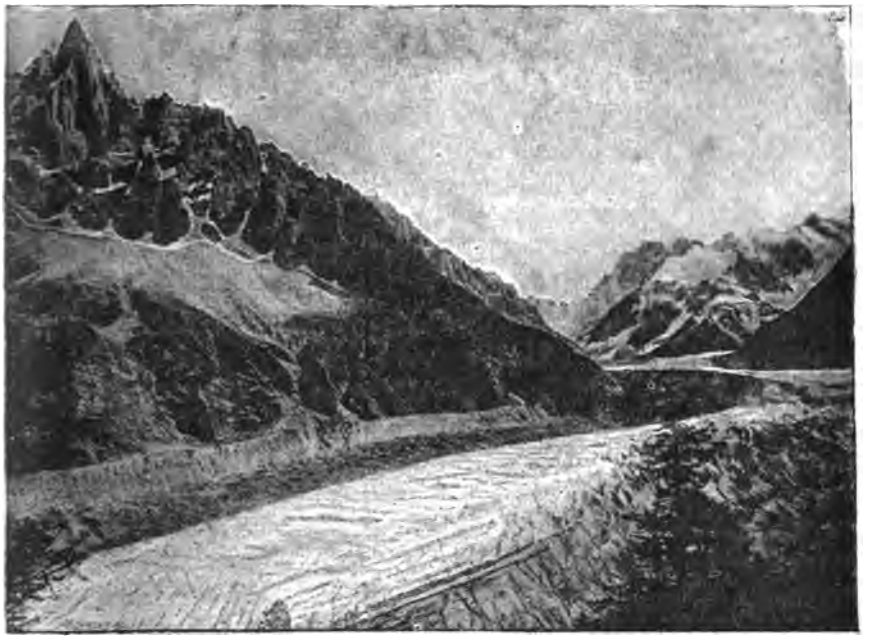

Fig. 100. — La Mer de glace du Mont-Blanc.

présentent au plus haut degré; et cela tient à ce que toutes ces échancrures n'ont été abandonnées que depuis quelques milliers d'années par la glace, qui en avait balayé tous les matériaux meubles. Certaines portions des lacs de Suisse, comme la branche de Fluelen dans le lac des Quatre-Cantons, méritent d'être rangées dans la même catégorie.

Quand un glacier disparaît, les vallées latérales, dont le débouché avait été créé, avant l'occupation par les glaces, en raison du niveau de base déterminé par le torrent que le glacier a remplacé, peuvent, une fois ce dernier parti, ne plus offrir d'embouchures concordantes. Les chutes d'eau et les rapides y seront donc, pendant longtemps, en plus grand nombre que dans

un district de même relief, que la glace n'aurait pas autrefois occupé. Tous ces caractères sont particulièrement nets en Norvège.

Dépôts glaciaires. — Les matériaux charriés par le glacier forment des *moraines latérales*, constituées surtout de blocs, qui finissent par se verser dans la *moraine frontale* ou *terminale*, où ils se mélangent avec la boue et les cailloux rayés de la *moraine profonde*. Le tout engendre un remblai en forme de demi-cercle, d'autant plus large que l'extrémité du glacier oscille davantage autour de sa position moyenne. Le versant concave de cette digue supporte l'extrémité du glacier, tandis que la partie convexe, équivalent du cône de déjection des torrents, est sillonnée par les eaux provenant de la fonte des glaces. Ces eaux remanient les matériaux de la moraine et les transforment, par l'enlèvement des boues, en un *cailloutis fluvio-glaciaire*, de sorte qu'on passe progressivement du chaos de la moraine proprement dite à la stratification partielle des alluvions torrentielles.

Lorsqu'un glacier recule, ses moraines latérales subsistent, et des blocs parfois énormes apparaissent sur les flancs de la gorge mise à nu. Le ruissellement parvient à en entraîner la plus grande partie; quelques-uns seulement demeurent, protégés par leur position sur des plates-formes qui assurent leur équilibre. L'ancienne paroi finit par perdre son poli et ses stries; puis la végétation l'envahit; alors l'état de choses primitif ne se révèle plus que par de gros *blocs erratiques*, surgissant au milieu des bois ou des prairies, et faciles à reconnaître à leur nature, qui trahit presque toujours une origine lointaine.

Dans un glacier dont le recul a été saccadé, chaque arrêt donne lieu à la construction d'une moraine terminale, qui fait dans la vallée un barrage plus ou moins continu; si complètement que cette digue puisse avoir été conquise par la végétation ou la culture, il est toujours aisé de la reconnaître à sa surface inégale, à ses formes mamelonnées et indécises, comme à l'enchevêtrement confus de ses matériaux.

Amphithéâtres morainiques. — Le long stationnement de l'extrémité libre des glaciers alpins, lors de leur dernière grande extension, a eu pour conséquence le dépôt d'une moraine frontale considérable. En arrière de cette digue, qui formait comme nous l'avons dit un arc convexe vers l'aval, le glacier employait une partie de sa force vive à affouiller son lit. La retraite des glaces s'étant opérée rapidement et sans phases d'arrêt sérieux, il n'est

resté, en amont de la moraine finale, que des accumulations de peu d'importance, facilement enlevées ou modelées plus tard par les eaux courantes.

L'ancienne dépression glaciaire a donc subsisté en arrière de la digue, devenue un *amphithéâtre morainique*, et son fond s'est le plus souvent converti en un lac (fig. 101). Telle est, selon M. du Pasquier [1], l'origine des lacs de Sempach et d'Hallwyl. D'autres lacs, comme celui de Zurich, résultent de la combinaison d'un affaissement tectonique avec un barrage morainique. La même accumulation de produits glaciaires s'est faite devant les lacs tectoniques de Garde, de Côme, etc., contribuant à relever considérablement leur niveau. Enfin le lac de Constance subirait un abaissement notable, si le Rhin pouvait retrouver son ancien chenal

Fig. 101. — Profil en long d'une vallée suisse à la traversée d'un amphithéâtre morainique. (D'après M. du Pasquier.)

préglaciaire du Klettgau, aujourd'hui obstrué par les moraines de la grande extension.

L'un des amphithéâtres morainiques les plus remarquables est celui d'Ivrée. Le lac d'arrière a presque entièrement disparu, ou du moins il n'en subsiste qu'un lambeau (lac de Viverone); mais deux puissants remparts de moraines, prenant leur origine à 900 mètres d'altitude, au débouché de l'étroite vallée de la Dora Baltea, s'écartent l'un de l'autre sous un angle de près de 90 degrés, tout en s'abaissant progressivement jusqu'à 500 mètres, et sont ensuite reliés par un arc de même nature, que coupe la Doire [2]. Cette immense circonvallation entoure une plaine de 230 mètres d'altitude moyenne, où se remarquent, avec le lac déjà mentionné, des roches nettement moutonnées. La croupe de la Serra, longue de 20 kilomètres, est le trait le plus saillant de ce rempart glaciaire.

Lac de Constance. — Le lac de Constance est un remarquable exemple des dépressions nées en arrière d'une moraine terminale. Ce lac est un legs de la dernière extension des glaces en Suisse [3]. Lors de cette extension, la glace, occupant toute la dépression actuelle, s'épanouissait en éventail à l'ouest, semant ses moraines

1. *Matér. pour la carte géologique suisse*, 1892. — 2. Penck, Brückner et du Pasquier, *le Système glaciaire des Alpes*, 1894. — 3. Sieger, *in Petermann's Mitteilungen*, 1894, II.

au-devant de cet épanouissement. Quand elle commença son mouvement de retraite, les eaux arrêtées par les moraines formèrent deux lacs indépendants : l'un, sur l'emplacement de la branche d'Ueberlingen, à 45 ou 50 mètres au-dessus de son niveau d'aujourd'hui, l'autre sur l'Untersee, à 30 mètres seulement au-dessus de ce niveau, cette branche trouvant un écoulement du côté de Stein.

Les progrès de la retraite amenèrent la réunion des deux lacs en un seul, abaissé au niveau de l'Untersee primitif. Ce lac se prolongea en amont, engendrant le lac supérieur actuel. Mais l'érosion de la gorge de Stiegen fit descendre peu à peu le niveau de la nappe, comme en témoignent les terrasses étagées sur ses bords : deux surtout, situées respectivement à 23 et 18 mètres de hauteur, attestent qu'il y a eu deux pauses principales durant ce mouvement de descente.

Lacs glaciaires divers. — Quand un glacier recule, il arrive quelquefois que la digue morainique latérale, abandonnée par lui, soit assez forte pour former, en travers des vallées affluentes, un barrage étanche, en arrière duquel un lac s'établit. Ces *lacs de barrages morainiques* doivent donc être ajoutés à ceux des amphithéâtres terminaux dont il a déjà été question. Sur le versant italien des Alpes, les lacs de cette espèce, toujours peu profonds, ont une surface comprise entre 50 et 500 hectares. Plusieurs occupent des vallées que le cours d'eau a depuis lors abandonnées; ainsi le lac Cavazzo, situé sur l'ancien parcours du Tagliamento, le lac San Croce e Morto, dans une vallée délaissée par l'Adige [1], etc.

Enfin une troisième catégorie comprend les *lacs de glaciers*, qui se forment dans les hautes vallées adjacentes, pendant que la glace elle-même fait barrage. Ces lacs sont très dangereux, parce que leurs eaux réussissent souvent à s'ouvrir un passage sous la glace, et il en résulte des débâcles qui peuvent occasionner de grands désastres en jonchant une vallée de boue et de blocs.

Quand un lac se forme à la faveur d'un haut barrage glaciaire qu'il ne peut dépasser, son niveau s'élève jusqu'à ce qu'il trouve un déversoir sur le côté, par un col de ses versants. A ce moment, la surface est fixée et stationne longtemps à la même altitude; alors les affluents torrentiels construisent des *terrasses*, qui aideront plus tard à deviner l'existence du lac disparu. Ces terrasses

1. Marinelli, *Boll. soc. geogr. ital.*, 1894.

sont fréquentes en Scandinavie, où la concordance de leur altitude avec celle d'un col voisin permet de reconnaître leur véritable nature.

Le district des Lacs, en Angleterre, abonde en petites cavités lacustres, dites *tarns*, et que l'on a regardées souvent comme des excavations creusées en pleine roche par la glace elle-même. Mais d'après les coupes données par M. Marr, un grand nombre de ces *tarns* sont de simples lacs de barrages morainiques, dont l'émissaire, n'ayant pas retrouvé l'ancien thalweg, bloqué par la moraine ou par des avalanches, s'est créé une issue latérale dans la roche vive. De la sorte, le cours d'eau qui draine ces petits lacs n'a pas le même tracé que le thalweg obstrué de la vallée primitive, dans laquelle il finit par venir déboucher. De telles cuvettes, toujours peu profondes, ne peuvent avoir qu'une existence éphémère, et il en est un grand nombre qui sont aujourd'hui transformées en tourbières.

Changements de lit des fleuves. Seuils post-glaciaires. — Les glaciers suisses, au moment de leur grande extension, ont accumulé sur leur périphérie des amas morainiques considérables, qui ont beaucoup modifié la topographie de cette région. Plus d'un fleuve a trouvé son lit ainsi barré, après le départ des glaces, et a dû s'ouvrir un nouveau chemin. Quelquefois, en approfondissant sa vallée à travers les moraines et les cailloutis, il a réussi à retrouver l'ancien chenal. Mais il est d'autres circonstances où, au cours de l'approfondissement, il a rencontré sous les alluvions la roche en place et a dû la creuser. S'il s'y trouvait des massifs durs, des *seuils* en seront résultés, avec des rapides. De ce nombre est, selon M. du Pasquier [1], le rapide que forme le Rhône à Vernier, à 7 kilomètres en aval du lac de Genève. Cette explication paraît très plausible, si l'on réfléchit qu'avant la dernière extension des glaces, les vallées alpines étaient creusées au moins jusqu'à leur profondeur actuelle. Si donc aujourd'hui des seuils se rencontrent près du débouché des lacs, c'est qu'il y a eu déplacement du cours d'eau, qui n'a pas encore disposé d'un temps suffisant pour achever le nouveau creusement, là où il avait autre chose que des matériaux meubles à affouiller.

Ce déplacement est évident pour le Rhin, qui, pour se diriger vers Schaffouse, passait autrefois par ce qui forme aujourd'hui la vallée sèche du Klettgau. Une fois cette vallée obstruée par les

1. *Archives de Genève*, XXVI, p. 55 (1891).

moraines, le fleuve, après le départ des glaces, a cherché un chemin en débordant, par une cascade, sur un plateau jurassique. Encore s'écoulait-il de là dans le Rafzerfeld. Mais ce débouché s'étant trouvé fermé lors de la dernière extension des glaces, il a fallu que, par-dessous ces dernières, un fleuve sous-glaciaire réussît à se faire un lit dans la mollasse, entre l'Irchel et le Buchberg. C'est ce chenal que le fleuve a gardé en l'approfondissant, mais sans l'avoir encore complètement régularisé [1].

Lacs de cirques. — Une structure qui paraît étroitement liée à l'action glaciaire du temps passé est celle d'où dérivent les petits *cirques de montagnes* (*Kare* des Alpes allemandes).

Ces cirques se présentent toujours à une altitude voisine de la limite des neiges persistantes. Ils ne se prolongent pas sous la forme de vallées, et leur fond, creusé en roche dure, est souvent occupé par un lac, comme le lac Blanc, dans les Vosges, et le lac d'Oo, près de Luchon. On a émis l'idée que ces cirques avaient commencé par constituer, au flanc d'une crête escarpée, des couloirs où les névés s'entassaient, engendrant des glaciers suspendus qui auraient peu à peu usé et fait éclater leur fond, de manière à rendre les parois de plus en plus abruptes. La moraine terminale, de son côté, formait une digue, en arrière de laquelle les eaux ont pu s'accumuler.

Si la limite des neiges a reculé par saccades, on doit trouver plusieurs étages de cirques superposés. C'est ce qui a lieu, selon M. Penck [2], non seulement pour les Pyrénées, mais pour tous les massifs montagneux, où les cirques successifs apparaissent avec des altitudes concordantes, dans la zone, haute de 1000 mètres environ, qui sépare la limite actuelle des neiges de la position qu'elle occupait lors de la grande extension des glaces. Ils sont d'ailleurs plus fréquents à l'exposition du nord et de l'est, où l'action ultérieure du ruissellement a eu moins de chances d'en atrophier les caractères.

La dimension des lacs qui occupent le fond de ces cirques est généralement faible. Le lac Blanc des Vosges couvre 29 hectares, tandis que le lac Noir en a 14. Ceux des Alpes se tiennent entre 2 et 17 hectares, et dépassent rarement 10. En revanche, la profondeur est assez grande, atteignant 60 mètres au lac Noir et 39 dans un lac des Tauern [3].

1. Kollbrunner, *Zur Morphologie der Thalbildungen*; du Pasquier, *Matériaux pour la carte géol. suisse*, 1892. — 2. *Morphologie*, II, p. 309. — 3. Penck, *Morphologie*, II, pp. 310, 311.

Importance relative de l'érosion par les glaciers. — L'énormité des accumulations morainiques dues aux anciens glaciers a pu quelquefois faire illusion, au point d'accréditer l'idée que les fleuves de glace avaient eux-mêmes entièrement creusé leur lit. Mais il est aisé de s'assurer que le volume des matériaux d'origine glaciaire est généralement infime en comparaison du vide survenu dans les massifs correspondants. Ainsi M. Penck a calculé [1] que tout le terrain glaciaire de la haute plaine bavaroise, entre l'Iller et l'Inn, représentait seulement une ablation de 36 mètres pour les 15 000 kilomètres carrés que comprend le bassin. Encore pourrait-on prétendre qu'une partie notable, enlevée par les fleuves à l'état de vase ou de sable, échappe à cette évaluation. Mais il n'en est pas de même pour les anciens glaciers qui, en Amérique, descendaient sur le flanc oriental de la Sierra Nevada; car les produits de cette érosion ont été forcés de demeurer en entier dans la dépression du Grand Bassin. Or, M. Russell a constaté que ces matériaux ne représentaient pas la soixante-quinzième partie du vide des vallées correspondantes.

Calottes glaciaires. — Si importante que soit l'action topographique des glaciers de montagnes, elle ne s'exerce que sur une surface très limitée; mais quand les glaces couvrent de vastes territoires, au point de les masquer presque complètement sous une masse dont les mouvements généraux peuvent n'avoir aucun rapport avec l'état du terrain sous-jacent, il en résulte un mode spécial de modelé, applicable à de grandes étendues. Ce modelé par les *calottes glaciaires* est d'autant plus important à étudier, qu'on en retrouve la trace, encore parfaitement nette, sur une vingtaine de millions de kilomètres carrés dans l'hémisphère boréal.

Le type actuel des calottes glaciaires se trouve au Groenland, où l'*inlandsis* couvre tout le pays d'un manteau uniforme, à peine ondulé et ne présentant de crevasses que sur ses bords. Sa surface, y compris les calottes des terres arctiques avoisinantes, a été évaluée à 2 500 000 kilomètres carrés [2]. A quelque distance de la côte, on voit encore surgir des pics rocheux ou *nunataks*, qui pointent au-dessus de la plaine glacée; mais plus loin tout disparaît, et la glace, dont M. Nansen estime l'épaisseur entre 1600 et 1900 mètres, atteint des altitudes de 2700 mètres.

Seulement sur le rivage occidental, l'*inlandsis* laisse une bande de terre habitable de 20 ou 25 kilomètres. Tantôt cette bande est

1. *Vergletscherung der deutschen Alpen*, 1882, p. 330. — 2. Penck, *Morphologie*, I, p. 387.

encombrée de matériaux morainiques meubles; tantôt elle montre la roche à nu, striée, polie et moutonnée par le récent passage de la glace, en même temps que balayée par les eaux qui s'échappent du front de cette dernière. D'un rocher à l'autre s'étendent des flaques d'eau et de tourbe, et l'ensemble constitue un paysage spécial, dit *paysage morainique*.

Topographie glaciaire. Zone centrale. — Les effets topographiques des glaces largement étalées doivent être étudiés de préférence dans les régions que les glaces boréales ont recouvertes au début de l'ère actuelle. Il convient d'y distinguer deux zones : la zone *centrale*, où la glace a longtemps stationné, agissant surtout par érosion, et la zone *périphérique*, où se sont fait sentir principalement les effets de transport et de dépôt.

Dans la zone centrale, le paysage revêt l'aspect caractéristique que nous avons déjà vu se manifester au voisinage immédiat de l'*inlandsis* groenlandais. La puissante action de la glace a poli toutes les aspérités. Çà et là surgissent des *roches moutonnées*, particulièrement fréquentes dans les districts de granite et de gneiss, où l'inégale cohésion des roches a engendré, ici des protubérances bientôt arrondies et rayées, là des dépressions, d'où la glace a fini par éliminer les matériaux meubles, et qui se sont transformées en lacs ou étangs tourbeux à fond de rocher. Les surfaces rocheuses abondent, la glace ayant pour ainsi dire *décapé* tout ce qui faisait saillie sur son passage. Tels sont les *barren grounds* (*fonds stériles*) du Canada.

En dehors des montagnes, les territoires de la zone centrale n'offrent pas de vallées proprement dites; les cours d'eau affectent des tracés tout à fait capricieux, et sur le sol gisent des blocs erratiques de toutes dimensions. Partout se révèle une puissante érosion glaciaire, qui s'est exercée sans aucun souci de la topographie préexistante, impuissante à lutter contre une pareille force. La Scandinavie, la Finlande, les alentours de la baie d'Hudson, offrent le type de ce genre de paysage; et la direction des stries, sur les roches en place, montre que la glace a souvent cheminé en sens inverse des pentes locales. Aussi, pesant de tout son poids sur certaines crêtes secondaires, a-t-elle réussi par endroits à les abaisser en créant des *cols glaciaires*.

Ce qui rend plus frappante encore l'uniformité de ces parages, c'est que toute la zone centrale, du Canada à la Finlande, présente à peu près la même constitution géologique, avec prédominance des schistes cristallins et du granite; de sorte que la même action

s'y est exercée sur un même fond, et, on peut aussi ajouter, sous des influences météorologiques à peu près identiques.

Les cavités lacustres, quand elles ne résultent pas d'actions tectoniques, témoignent, avons-nous dit, d'une moindre résistance de la roche au sein de laquelle elles sont ouvertes. Il en est plusieurs en Scandinavie, dont la place était originairement occupée par des lambeaux de terrains sédimentaires, pincés au milieu des plis des schistes cristallins. Ces paquets étant moins résistants, l'érosion glaciaire les a débités et entraînés, mettant à nu leur substratum et semant leurs débris en aval. Les lacs Wetter, Hjelmar, Mälaren et Wener auraient été formés de cette façon [1].

C'est aussi à l'affouillement par la glace qu'on a attribué les cavités en roche vive ou *rock-basins*, aujourd'hui transformées en étangs, qui se rencontrent dans certains districts du nord de l'Angleterre. Mais nous avons déjà vu que beaucoup de ces étangs ou *tarns* pouvaient être de simples lacs de barrages morainiques.

Zone périphérique. Topographie morainique. — La topographie glaciaire revêt un caractère différent dans la zone *périphérique*, celle où les grands glaciers ont accumulé et dispersé les matériaux qu'ils chassaient devant eux dans leurs périodes d'avancement. C'est là surtout, en raison de la prédominance des moraines, que règne le *paysage morainique*, caractérisé par le relief peu considérable, mais absolument capricieux, d'une surface parsemée de mares, d'étangs ou de petits lacs, avec blocs erratiques disséminés, et isolés à la suite de l'entraînement des boues. La figure 102 donne un excellent type de ce genre de modelé, tel qu'il apparaît dans l'île de Skye, à la jonction entre la région centrale et la zone périphérique. Le profil accentué des cimes, souvent travaillées par la gelée, contraste avec les formes doucement arrondies que le poli glaciaire a imprimées aux premières hauteurs, tandis qu'en avant s'étend l'ancienne moraine, affouillée par les cours d'eau.

Lors de leur formation, ces moraines, dues au stationnement prolongé du bord des grands lobes glaciaires, consistaient en un enchevêtrement confus d'amas de boues et de pierres plus ou moins volumineuses. Ces monticules interféraient les uns avec les autres, chacun d'eux correspondant à une des nombreuses oscillations de la glace autour de sa position d'équilibre relatif; de telle sorte qu'un jour le glacier jetait sa moraine en travers du talus formé par les amas antérieurs, laissant dans l'intervalle des creux sans

1. Holm, Nathorst et Brögger, *in* Penck, *Morphologie*, II, p. 261.

écoulement. En outre d'autres entonnoirs devaient se creuser tout naturellement dans la moraine, par la fonte de gros blocs de glace qui pouvaient y avoir été emprisonnés, comme on le voit facilement aujourd'hui au Groenland, notamment au glacier Cornell. L'ensemble finissait par former une plaine hérissée d'inégalités de détail, avec d'innombrables cavités superficielles. De là une topographie essentiellement confuse, non sans analogie avec celle qu'engendrent les monticules de sable à la surface des grandes dunes, mais plus capricieuse encore; car les dunes subissent en général l'action directrice du vent dominant.

Exemples de topographie morainique. — La topographie que nous venons de décrire s'est conservée avec très peu d'altération sur les moraines de la plus récente des invasions glaciaires. Ainsi, au voisinage des Grands Lacs, en Amérique, notamment sur les bords de la Rivière Rouge du nord, le drainage du sol occupé par le *drift* ou dépôt erratique est tout à fait dans l'enfance. Les croupes de partage s'y garnissent de petits lacs pendant la saison des pluies.

Ailleurs les mares encaissées ou les entonnoirs à sec subsistent en grand nombre. Aussi leur ressemblance avec des *chaudrons* ou *Kettles* a-t-elle fait donner le nom de *Kettle-range* à la ligne de collines qui manifeste cette structure, bien mise en évidence par la figure 103, empruntée à un travail de M. R. Salisbury [1].

En avant de la chaîne à topographie superficielle confuse, marquant la place où l'extrémité des lobes glaciaires a dû stationner le plus longtemps, se déploie aux États-Unis une plaine de gravier, de sable et de limon, due à l'accumulation des matériaux charriés par les eaux qui s'échappaient sans vitesse appréciable du front de la glace. C'est l'*overwash plain* ou *plaine de lavage superficiel* de M. Salisbury. Le parallélisme des courbes de niveau y contraste avec l'allure tourmentée des lignes hypsométriques de la région précédente.

Le même genre de paysage prévaut dans la Prusse orientale, sur la ligne de hauteurs qui finit à Dantzig, formant une arête de partage entre les eaux qui vont directement à la Baltique et celles que reçoivent au sud l'Oder et la Vistule. M. Keilhack [2] a bien fait ressortir les caractères de cette bande, longue de 300 kilomètres, d'une largeur comprise entre 200 et 3000 mètres, où, sur un fond d'*argile à blocaux*, abondent les cavités sans écoulement, occupées par de la vase, de la tourbe et de l'eau. Ces cavités sont arrondies

1. *Geol. survey of New Jersey, Report for 1891.* — 2. *Petermann's Mitteilungen*, 1891.

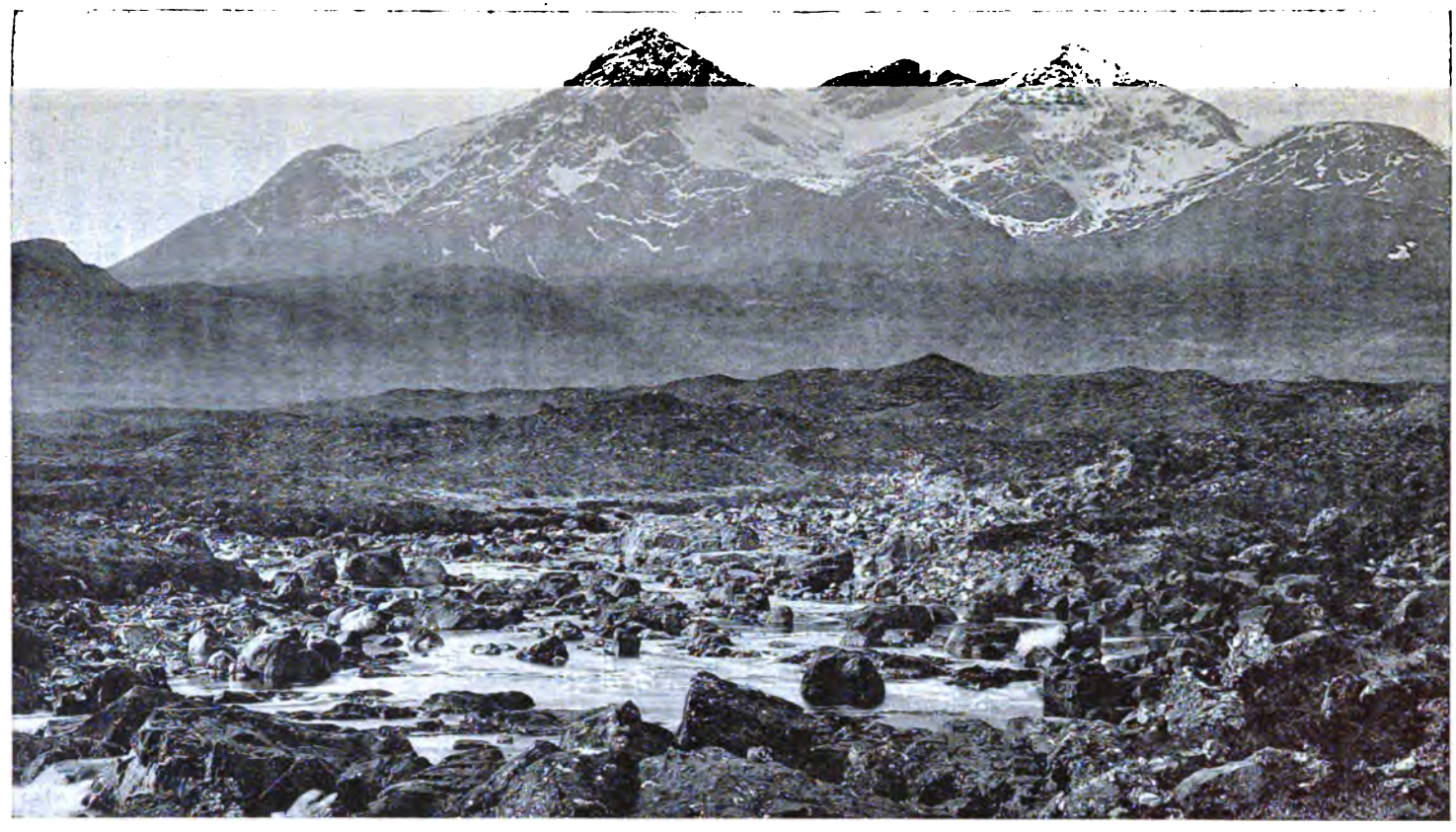

Fig. 102. — Paysage morainique de l'île de Skye. (Photographie de la maison Wilson et Cie).

et de très petites dimensions. Le pays, fortement ondulé, est fertile et la population y est dense.

Par contraste, au sud de cette bande s'étend une zone infertile, dépourvue d'ondulations, avec faible inclinaison vers le sud, et où dominent les graviers et les sables de bruyères. Là, les cavités lacustres sont allongées et étroites, souvent réunies en chapelets. Tandis que la première bande trahit le stationnement prolongé des moraines frontales de la dernière extension glaciaire, la seconde représente, comme l'*overwash plain* des États-Unis, le remaniement opéré, par suite des mouvements oscillatoires de l'extrémité libre des lobes glaciaires, dans les amas d'alluvions qu'engendraient les courants d'eau issus de cette extrémité. Par l'effet de ces remaniements, nombre de rigoles qui avaient commencé à se former se sont trouvées plus tard interceptées et changées en lacs allongés, lesquels ont réussi plus tard à se réunir en chapelets.

Sous cette double influence s'est formé le *plateau des lacs* (*Seenplatte*) de la région baltique, complètement analogue au Kettlerange de l'Amérique. Mais au nord, où les eaux trouvaient un facile écoulement vers la mer, le niveau de base de la Baltique a déjà tout régularisé. On voit d'abord une bande de collines, où des vallées assez profondément découpées traversent le dépôt erratique et atteignent parfois le terrain tertiaire sous-jacent ; puis une zone côtière d'environ 40 kilomètres de largeur, où le terrain, plat et fertile, est arrosé par des cours d'eau à faible pente, dont les vallées sont marécageuses ; après quoi on arrive à la zone des lagunes littorales.

De l'autre côté de la bande morainique culminante, le dépôt glaciaire s'étend encore jusqu'à une certaine distance au sud, et sa surface a conservé une multitude de petits lacs capricieusement découpés, mais déjà réunis en un réseau par des ruisseaux au parcours indécis. Les quelques milliers d'années qui paraissent avoir passé sur cette surface ont à peine suffi pour en altérer le caractère originel.

En revanche, la nappe de dépôts glaciaires provenant d'une extension plus ancienne, et qui s'est fait sentir beaucoup plus loin vers le sud, est déjà si bien modelée qu'on en reconnaît difficilement les caractères primitifs. Les lacs ont entièrement disparu, les éléments du terrain sont oxydés, le ruissellement a partout fait son œuvre et façonné des pentes continues. Il suffit de jeter les yeux sur une carte de la Russie, où cette nappe ancienne occupe le centre du pays, ainsi que tout le nord à l'est du lac Ladoga,

pour y constater, avec un aplanissement presque parfait, un drainage exactement défini, en contraste absolu avec les circonstances hydrographiques de la Finlande, et notamment du *Pays aux mille Lacs*.

Particularités de la topographie morainique. Œsar. Drumlins. — Une particularité du paysage morainique, qui se manifeste sur-

Fig. 103. — Topographie morainique. Environs de Plainfield (États-Unis). Échelle $\frac{1}{10\,000}$ Équidistance des courbes, 1m,50.

tout près de la limite inférieure de ce que nous avons appelé la région centrale, consiste dans le développement de traînées de sable et de cailloux, dessinant sur la surface de longues collines, connues en Scandinavie sous le nom d'*œsar*, en Écosse sous celui de *kames*, en Irlande sous la dénomination d'*eskers*.

Les *œsar*, très étroits et toujours dirigés suivant le sens dans lequel se mouvait la glace, ont de 15 à 50, parfois 68 mètres de hauteur, et leurs talus se tiennent, en moyenne, sous un angle de 30 degrés. Ces traînées se poursuivent sur des longueurs de 30 à

40, parfois de plus de 100 et même 110 kilomètres, et on voit plusieurs de ces digues longitudinales et légèrement sinueuses traverser à angle droit le lac Mälaren. En Écosse, où les *kames* ont habituellement de 10 à 20 mètres de hauteur, la teinte verte des mousses et des herbes qui les recouvrent tranche sur la couleur brune des marécages tourbeux au-dessus desquels ils surgissent.

On est aujourd'hui d'accord pour considérer ces accidents de la surface comme des traînées d'alluvions, dessinant le lit de torrents qui sillonnaient autrefois les lobes de glace au voisinage de leur extrémité libre. Ce qui justifie cette hypothèse, c'est le fait que les

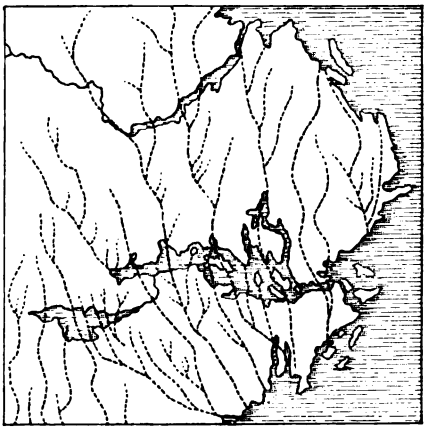

Fig. 104. — Œsar de la région du lac Mälaren. (D'après M. Törnebohm.)

principaux *œsar* sont rejoints sur le côté par d'autres, exactement dans les conditions où une rivière est rencontrée par ses affluents (fig. 104). A l'époque où ces graviers se sont formés, ils occupaient le fond de sillons creusés dans la masse de la glace. Le départ de celle-ci les a laissés en saillie; de sorte que, par un renversement du relief comme nous en avons déjà rencontré plus d'un exemple, c'est sous la forme de bourrelets saillants que se révèlent aujourd'hui les thalwegs des torrents de l'époque glaciaire.

Dans certains pays, notamment dans l'Amérique du Nord, la zone périphérique présente une catégorie toute spéciale d'accidents topographiques. Ce sont des collines elliptiques, dites *drumlins*, qui s'étendent, les unes à côté des autres, dans une même direction, perpendiculaire à la chaîne des moraines terminales. Ces collines atteignent rarement 100 mètres de hauteur, et offrent, entre les deux axes de leur ellipse, un rapport qui ne dépasse

jamais 6. Leurs contours sont parfaitement arrondis, et la masse des éminences est constituée par une argile glaciaire tenace, qui porte les traces d'une énergique compression.

Il y a lieu de les considérer comme des portions de moraines, qui ont dû rester emprisonnées sous la calotte glaciaire, à la manière des lentilles d'alluvions surgissant dans le lit d'une puissante rivière, de sorte qu'elles ont subi l'effet du poids de la glace. Des collines analogues, avec petits étangs parsemés tout autour, ont été signalées dans la Haute-Bavière, ainsi qu'au-devant du lac de Constance, entre l'Untersee et Ueberlingen [1], là précisément où le dépôt des moraines glaciaires est venu intercepter l'ancien cours du Rhin.

Altération des moraines. Loess. — En dehors du modelé proprement dit, les dépôts glaciaires subissent, par le fait de l'action subaérienne, des modifications qu'il est très intéressant d'étudier, parce qu'elles réagissent sur le paysage comme sur la culture.

Les dépôts provenant de la dernière extension des glaces gardent encore presque toute leur fraîcheur originelle. La couche externe, altérée par les agents atmosphériques, a rarement, au nord des Alpes, plus de $0^m,30$ à $0^m,50$ d'épaisseur. Elle est un peu plus puissante au sud, où le climat se prête mieux à l'attaque du terrain.

Les moraines de l'avant-dernière extension laissent voir dans leurs cailloux un commencement d'altération bien accusé. Les éléments calcaires ont disparu, et les matériaux cristallins, kaolinisés, se laissent couper au couteau. La boue s'est oxydée, donnant en Italie le manteau ferrugineux rouge brique des anciennes moraines, connu sous le nom typique de *ferretto*, et capable d'atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Tel est aussi le *drift atténué* des États-Unis, où les cailloux granitiques ont déjà si bien perdu leur cohésion qu'ils se brisent entre les doigts.

L'altération est encore mieux marquée avec les dépôts glaciaires de la plus ancienne extension. Sur le plateau de Lannemezan [2], ces formations paraissent exclusivement argileuses : mais, dans des tranchées fraîches, on distingue encore le contour des cailloux, aujourd'hui complètement décomposés, qui s'y trouvaient contenus. En Suisse, le cailloutis des plateaux ou *Deckenschotter*, qui appartient à la même époque, se montre criblé de trous qui lui avaient fait donner le nom de *nagelfluh trouée* (*löcherige nagelfluh*). En revanche, ce même dépôt a subi, par l'intervention d'eaux

1. Sieger, *Richthofen's Festschrift*, 1893, p. 55. — 2. Boule, *Soc. géol. de France*, 3 déc. 1894.

agglutinantes, une consolidation qui a préservé ses cailloux de la destruction.

A cet ordre d'altérations se rattache la production des nappes de limon fin ou *loess*, qui accompagnent souvent le bord des nappes glaciaires largement étendues, et résultent de l'entraînement, par les eaux de ruissellement, de vases fines que le contact de l'air et de la lumière a portées au plus haut degré d'altération. Ainsi se forment, sur les parties plates et dans les remous, d'excellentes terres de culture, contrastant avec la stérilité des bruyères qui marquent le bord des principales moraines terminales.

Modifications géographiques produites par les extensions glaciaires. — La grande étendue des surfaces que les glaces boréales ont couvertes, et l'épaisseur parfois considérable du dépôt morainique, capable de dépasser 200 mètres, ont eu pour conséquence d'introduire, dans la géographie des pays du nord, des modifications d'une sérieuse importance. Nulle part ces changements ne sont mieux accusés que dans la région des Grands Lacs de l'Amérique septentrionale. Cette série de mers intérieures, qui joue un si grand rôle dans les destinées de la contrée, est tout entière un héritage des temps glaciaires, et loin qu'elle dérive à peu près exclusivement, comme les lacs alpins, de causes tectoniques profondes, elle doit surtout son existence à des modifications essentiellement superficielles, dont le peu d'ampleur contraste avec l'énorme étendue des nappes lacustres ainsi engendrées.

Avant l'invasion des glaces, la région des Grands Lacs formait un ensemble de vallées, dont les détails ont pu être reconstitués avec assez d'approximation, grâce aux nombreux sondages pour recherches de pétrole dont on peut dire que le terrain a été criblé. M. Spencer [1] a montré qu'alors deux rivières, partant l'une du nord, l'autre du sud de la contrée du lac Michigan, venaient se réunir sur l'emplacement du lac Huron et, par ce qui forme aujourd'hui la baie de Géorgie, traversaient le territoire de l'Ontario pour suivre enfin le cours actuel du Saint-Laurent.

Durant les invasions des glaces, toute la contrée aurait subi une dépression considérable, que M. Spencer évalue à 500 mètres. Elle était alors noyée sous les eaux douces, dont la calotte glaciaire arrêtait l'écoulement vers le nord. Quand cette calotte eut disparu, en même temps que les accumulations morainiques dont elle avait

1. *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, XLVI, p. 524.

provoqué le dépôt interceptaient en certains points le cours des anciennes rivières, il se produisit une déformation en masse du sol canadien. Cette déformation, consistant en un relèvement nord-est, se trouve attestée par la situation présente d'anciennes plages marines, dont l'altitude croît constamment dans la direction indiquée.

Le mouvement survenu faisant barrage au-devant des eaux, la nappe lacustre de l'époque glaciaire dut subsister en partie, et il en resta les grands lacs actuels, qui sont de larges vallées submergées et partiellement barrées par des moraines. A la place du lac Érié se trouvait autrefois une rivière, aboutissant à l'extrémité occidentale de l'Ontario, après avoir traversé, par un véritable canyon, à savoir par la gorge de Dundas, l'escarpement formé par le calcaire du Niagara. Ce chenal ayant été obstrué par les dépôts morainiques, le lac Érié, engendré par l'inondation de la vallée primitive, dut chercher un émissaire, lequel s'établit à la pointe de Buffalo, et alla se déverser par-dessus l'escarpement de Queenstown. De là est née la chute du Niagara.

Il est à remarquer qu'ici l'action glaciaire proprement dite n'a pas été seule en jeu, et qu'une part des modifications survenues dans la topographie serait imputable au mouvement qui a relevé la région canadienne après le départ des glaces. Mais si, comme plusieurs inclinent à le croire, il y avait une relation de cause à effet entre la disparition des glaces et le relèvement survenu, c'est bien au modelé glaciaire que devrait être attribuée, en totalité, la création des Grands Lacs.

L'un des premiers effets de l'invasion des glaces boréales en Amérique a été de renverser le sens de plusieurs rivières qui coulaient auparavant vers le nord. C'est ainsi que la rivière Nelson, au lieu d'envoyer ses eaux dans la baie d'Hudson, a dû les diriger vers le Mississipi. Un peu plus tard, les eaux des lacs Supérieur et Michigan ont été contraintes pendant quelque temps de prendre la même direction. A partir de Fort-Snelling, immédiatement en amont de Saint-Paul, le Mississipi actuel occupe un chenal récent, de date post-glaciaire. La vraie continuation du fleuve serait le chenal du Minnesota, où le fond de roche n'est atteint qu'à 45 mètres au-dessous du thalweg actuel. Le Minnesota était originairement continu avec la rivière Rouge du Nord, dont le sépare aujourd'hui un col insignifiant, occupé par les lacs Big Stone et Travers ; le premier, à 293 m. 50 d'altitude, formant l'une des sources du Minnesota, tandis que le second, à 296 m., alimente la

Rivière Rouge. Entre les deux s'étend un espace de 8 kilomètres, où le terrain ne s'élève pas à plus d'un mètre au-dessus du lac Travers. De même, ce sont des différences de niveau presque négligeables dans le dépôt erratique qui déterminent le partage entre le bassin du Mississipi et celui du lac Michigan, tributaire du Saint-Laurent.

Des changements analogues se sont fait sentir bien au sud du lac Érié. Les nombreux sondages, entrepris pour la recherche de l'huile minérale, ont montré que, dans toute la partie nord-ouest de l'état d'Ohio, les dépôts glaciaires avaient modifié la topographie, moins par la création de nouvelles éminences que par le comblement des vallées. Ces sondages ont permis de reconnaître un très grand nombre d'anciens lits fluviaux, ensevelis aujourd'hui sous des épaisseurs de 45 à 50 mètres de dépôts glaciaires. Les chutes de l'Ohio résultent de ce que la rivière n'a plus retrouvé son ancien chenal, ce qui l'a amenée à couler sur un seuil résistant [1]. Les chutes de Saint-Anthony, à Minneapolis, et de Minnehaha, ont la même origine.

En Pennsylvanie, M. I.-C. White a décrit 23 lits fluviaux aujourd'hui comblés par le terrain erratique. Le plus remarquable est celui de la crique de Wallenpaupack, en amont de laquelle un ancien chenal est enseveli sous 100 mètres de dépôts.

Toundras. — Une des conséquences de l'action du froid, là où les glaciers proprement dits ne peuvent pas se développer, est la formation de plaines glacées, où la seule végétation possible est celle des herbes, des mousses et des lichens. Ainsi les côtes sibériennes de l'océan Glacial sont bornées par une zone de *toundras*, plaines ondulées, couvertes de mousses, où l'on ne voit guère que deux teintes : la teinte jaune sale du *polytrichum* et la couleur blanc fané de la mousse des rennes.

Le froid empêche le développement des essences forestières; d'autre part il fait obstacle à l'écoulement régulier des rivières. Le sol reste constamment gelé dans la profondeur, et il ne s'accomplit pas de modelé proprement dit; le terrain gardant la forme qui lui avait été imprimée à l'époque où l'action du froid était moins intense.

1. Newberry, *in* G. F. Wright, *The Ice age in north America*, 1890.

DOUZIÈME LEÇON

I

LE MODELÉ PAR LES INFLUENCES SOUTERRAINES

Définition des influences souterraines. — Un certain nombre de territoires doivent à leur constitution propre de subir, outre le modelé extérieur, dépendant du ruissellement et des eaux courantes à l'air libre, un autre mode de façonnement de la surface, ayant pour principe l'action des eaux souterraines.

Cette action se fait sentir de diverses manières : 1° par une infiltration longtemps prolongée, qui délaye une couche peu cohérente, exposée au flanc d'une vallée, et l'oblige à céder sous le poids qu'elle supporte; 2° par le pouvoir mécanique des eaux qui circulent, à l'abri du jour, dans les crevasses du terrain; 3° par l'action chimique de l'eau chargée d'acide carbonique, qui élargit les fentes d'un calcaire en dissolvant la roche, et peut ainsi, par l'agrandissement des vides souterrains, provoquer des éboulements se faisant sentir jusqu'à la surface.

Les deux derniers de ces effets s'exercent d'ordinaire ensemble et ne doivent pas être étudiés séparément.

Éboulements provoqués par les infiltrations. — Le délayage des assises meubles provoque, sur le flanc des montagnes, des éboulements qui affectent parfois des proportions énormes. Presque toujours il s'agit d'un massif relativement solide, qui a pour support une couche argileuse. Si par surcroît celle-ci est inclinée vers le versant où elle affleure, le danger est particulièrement grave. On voit d'abord la paroi solide qu'elle supporte se crevasser, et les fentes s'élargir, jusqu'à ce que, tout d'un coup, un quartier de montagne s'écroule en masse, engloutissant tout sur son passage.

En Suisse, le plus considérable de ces éboulements est celui de Flims, dans la vallée du Rhin antérieur, qui a formé, à l'époque glaciaire ou préglaciaire, un amoncellement s'élevant jusqu'à 400 mètres de hauteur, et dont M. Heim évalue l'importance à 15 kilomètres cubes. L'éboulement du Rossberg, sous lequel la vallée de Goldau a été engloutie en 1806, ne représentait que 15 millions de mètres cubes; celui d'Elm, survenu en 1881, en a donné 10 millions, et il en est tombé 50 des Diablerets, tant en 1714 qu'en 1749.

Le frottement auquel les matériaux sont soumis, lors de ces débâcles instantanées, suffit pour engendrer des cailloux striés, qui pourraient parfois faire confondre ces accumulations avec des moraines, dont les rapproche aussi leur surface nécessairement confuse.

Le détournement des cours d'eau, le barrage des vallées avec formation de lacs en arrière, l'apport d'alluvions dans ces vallées basses, sont les conséquences habituelles de ces éboulements. La paroi d'arrachement, qui subsiste dans le voisinage immédiat des masses éboulées, permet généralement de reconnaître la cause qui les a engendrées.

L'Italie a particulièrement à souffrir des glissements en masse du terrain (*frane*), provoqués par la nature argileuse et meuble des sédiments tertiaires, qui forment la plus grande partie du sol de ce pays. C'est dans la chaîne des Apennins, jusque dans les Abruzzes, que les désastres sont le plus marqués; mais ils se font sentir aussi en Sicile. En 1881, la catastrophe de Castelfrentano a été produite par l'éboulement de plus de 9 millions de mètres cubes de marnes sableuses et salifères, appartenant au terrain pliocène [1].

Effets de la circulation souterraine. — L'influence, mécanique et chimique, de la circulation souterraine des eaux, s'exerce surtout dans les pays de calcaire compact, dont le type se trouve dans le *Karst* ou *Carso* de l'Illyrie. Aussi le nom de *paysage du Karst* ou *carsique* est-il devenu habituel pour désigner le genre de modelé correspondant, qui s'y manifeste dans toute son ampleur, parce que là l'épaisseur des couches de calcaire perméable n'est pas inférieure à 300 mètres.

Toutefois les influences tectoniques ont aussi joué leur rôle dans le Karst, et c'est pourquoi l'action propre des cours d'eau souterrains demande à être étudiée d'abord dans des terrains très peu

1. Th. Fischer, *Länderkunde von Europa*, II, 2.

disloqués, comme sont, par exemple, les Causses du Midi de la France [1]. Là, grâce à la perméabilité d'un terrain riche de crevasses et impropre au ruissellement, l'eau, cherchant de suite son niveau de base, file au fond des fissures, et y forme des rivières intérieures, qui ne viennent au jour qu'après un long parcours. C'est l'action de cette circulation souterraine sur la surface qu'il convient d'étudier.

D'abord, lors même que la surface serait un plateau, il y a toujours des points où s'engouffrent de préférence les eaux des fortes averses, en élargissant le débouché d'une fissure naturelle. Ensuite l'action mécanique ou *érosion* des eaux intérieures, jointe à la dissolution chimique ou *corrosion* des parois, ne peut manquer de déranger à la longue l'équilibre du terrain, en y provoquant des effondrements. Ces derniers finissent toujours par atteindre l'extérieur, et ainsi l'on peut dire que l'effet normal de la circulation souterraine est d'imprimer à la surface une topographie spéciale, caractérisée par l'*indécision du modelé*. Au lieu d'offrir des pentes continues, cette surface est fréquemment accidentée par des cavités en forme d'*entonnoirs*, qui servent d'origine à un réseau de *galeries*, dont les plus larges deviennent des *grottes*.

Formation des dépressions de la surface. — Les dépressions de la surface affectent des formes très diverses. Les unes sont de larges cavités en forme d'entonnoirs débouchant à ciel ouvert (*dolines* du Karst, *cloups* du Lot, *creux* ou *emposieux* du Jura); d'autres sont des *gouffres* étroits et profonds, véritables *abîmes* ou *puits* (*avens*, *igues*, *tindouls* du Midi, *aiguigeois* de Belgique); ou bien des *pertes* impénétrables, se faisant par minces fissures (*bétoires* de Normandie, *suçoirs*); des *pertes de rivières* dont on peut entreprendre l'exploration souterraine (*goules*, *catavothres* des Grecs); de simples marécages ou des lacs (*Jessero* en Carniole); enfin des vallées fermées (*vallées-chaudrons* ou *Kesselthäler* des Allemands) [2].

Beaucoup de ces dépressions résultent de l'*effondrement* de cavités sous-jacentes. Tantôt c'est la voûte d'une galerie souterraine qui s'est écroulée (fig. 105); tantôt, comme l'a bien fait voir M. Martel [3], c'est un effondrement latéral qui s'est produit, par suite du *décollement* successif d'assises stratifiées (fig. 106). Ce phénomène est surtout fréquent dans les pays à stratification inclinée. Il suffit, en effet, que quelques joints, tels que F, F', favo-

1. Voir les ouvrages de M. Martel, *les Cévennes* et *les Abîmes*. — 2. Martel, *les Abîmes*, p. 443. — 3. *Op. cit.*, p. 449.

risent la descente en zigzag de l'eau des pluies; et alors celle-ci, s'insinuant entre les lits de stratification, décolle le calcaire tranche par tranche, parfois même le dissout, ce qui produit des *grottes* en descente comme GG'. Que l'entrée G vienne à s'écrouler, et un creux en entonnoir se formera à la surface en C.

Mais cette explication ne doit pas être généralisée. Elle convient à peine à la dixième partie des abîmes explorés par M. Martel. Tous les autres, et en particulier les *avens*, ces grandes cheminées qui atteignent jusqu'à 200 mètres et plus de hauteur, avec une largeur insignifiante et une forme coudée, sont des puits que les

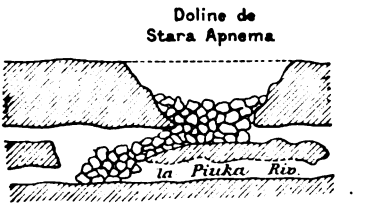

Fig. 105. — Relation des creux de la surface avec les galeries souterraines. (D'après M. Martel.)

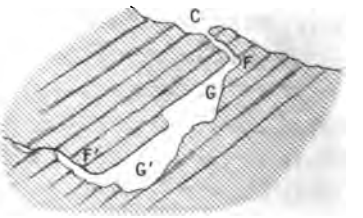

Fig. 106. — Formation des grottes par décollement. (D'après M. Martel.)

eaux sauvages ont creusés en profitant des fissures naturelles du terrain.

Si cette origine ne peut pas être directement prouvée dans nos pays, où l'action des eaux a beaucoup faibli, il n'en est pas de même en Irlande. Là, comme l'a constaté M. Martel, la grande humidité du climat permet d'assister à des pertes d'eaux de surface, qui se font dans des cavités en tout semblables aux *avens* du Midi, et où l'eau entraîne des sables et des cailloux qui activent le creusement [1].

Quant aux *vallées-chaudrons*, on a remarqué leur absence dans les pays à stratification horizontale ou peu dérangée. Dans le Karst, où elles portent le nom de *polje*, on les voit toujours en concordance avec des accidents tectoniques [2]. La plupart sont des *vallées inachevées*, dont les circonstances géologiques avaient déterminé l'emplacement, mais où le développement du thalweg s'est arrêté là où la fissuration du sol assurait aux eaux un écoulement suffisant [3].

Grottes. Réseaux souterrains. — Le mode de formation de

1. Martel, *l'Irlande*; voir aussi *Annales des mines*, juillet 1896. — 2. Hassert, *Pet. Mitteilungen*; *Ergänzungsheft*, n° 115. — 3. Martel, *loc. cit.*

cavités par décollement est remarquablement net dans certaines grottes où viennent se perdre des rivières, notamment en Belgique au trou de Belvaux (fig. 107), origine du cours souterrain de la Lesse à travers les célèbres grottes du Han. Il y a des pays où l'on peut constater que, par suite des progrès de l'écroulement des strates, les grottes se déplacent peu à peu latéralement dans la direction de leur toit.

Les cavernes de la Belgique, grottes de Rochefort, du Han, etc.,

Fig. 107. — La porte de la Lesse au trou de Belvaux. (D'après une photographie de M. de Launay, communiquée par M. Martel.)

comme celles des Causses et de tous les pays à circulation souterraine, offrent constamment la combinaison de galeries suivant la direction des couches, avec d'autres empruntant celle des diaclases ou joints transversaux. L'œil suit aisément, au sommet des grandes salles, une fente, qui par l'écroulement progressif de ses parois accroît le talus incliné formant le sol de ces salles, et que revêtent les planchers stalagmitiques. D'ailleurs, comme le décollement tend de préférence à se faire suivant les lits de stratification, on comprend qu'en résumé les grottes, principe de la circulation souterraine, seront d'autant plus nombreuses et mieux ouvertes : 1° que l'inclinaison des strates sera plus prononcée; 2° que le nombre des fentes transversales, résultat de la dislocation du terrain, sera plus considérable.

D'autre part, des dislocations très énergiques, en faisant trop souvent varier le sens de la stratification ou celui des fentes, mettraient obstacle à l'établissement d'un réseau souterrain bien défini. De là vient que les pays à plissements réguliers, comme l'Ardenne, se montrent plus favorables à cette structure que les régions calcaires des Alpes. Le maximum de conditions propices se trouve réalisé au Karst, parce qu'une grande épaisseur de calcaires compacts, bien stratifiés, s'y joint à un système parfaitement ordonné de dislocations modérées, par plis et cassures parallèles. Aussi prendrons-nous, de préférence, nos exemples dans ce pays.

Mais auparavant il convient d'ajouter qu'il se produit aussi des grottes *par entraînement* de portions friables demeurées au milieu de roches plus compactes (dolomies des Causses); ou par *dissolution* de gypse et de sel gemme (cavités d'Eisleben et lacs du Mansfeld, mares de Meurthe-et-Moselle, etc. [1]).

Particularités du Karst. Rivières souterraines. — Le *Karst* ou *Carso*, parfois qualifié d'*Arabie pétrée de l'Autriche* [2], est à la surface un chaos de pierres, de roches fendues et de gouffres. Les circonstances météorologiques extérieures ne sont pour rien dans cet état de choses, qui amène si facilement la transformation en déserts des surfaces déboisées; car il tombe sur la région de 130 à 150 centimètres de pluie, c'est-à-dire plus du double de la moyenne de l'Europe; mais presque toute cette eau, qui sur un territoire ordinaire exercerait de si puissantes actions de modelé, est immédiatement absorbée par les crevasses d'un terrain où les influences tectoniques ont disposé d'une épaisseur exceptionnelle de couches favorables.

Plus de vingt rivières se perdent dans les gouffres de la contrée, notamment la Réka et la Piuka. Celle-ci s'engouffre dans une fissure des calcaires crétacés, inclinés en cet endroit sous un angle de 45 degrés (exactement comme pour la Lesse en Belgique), et parcourt ensuite la fameuse grotte d'Adelsberg. Sous terre, les rétrécissements des canaux, les dépressions, les barrages résultant de l'éboulement des galeries, déterminent de place en place la formation de siphons. Ceux-ci, en retardant l'écoulement des eaux souterraines, constituent les réservoirs des sources pérennes, comme celle de la Buna (fig. 108), en Herzégovine, qui jaillit au pied d'une gigantesque falaise, alimentant de suite un moulin, en

1. Martel, *Annales des mines*, juillet 1896. — 2. Les auteurs font dériver le mot Carso d'un nom celtique, qui signifierait *le pays des Pierres*.

amont duquel on se heurte immédiatement à la paroi du siphon[1]. D'autres fois le mauvais fonctionnement des siphons et leurs déri-

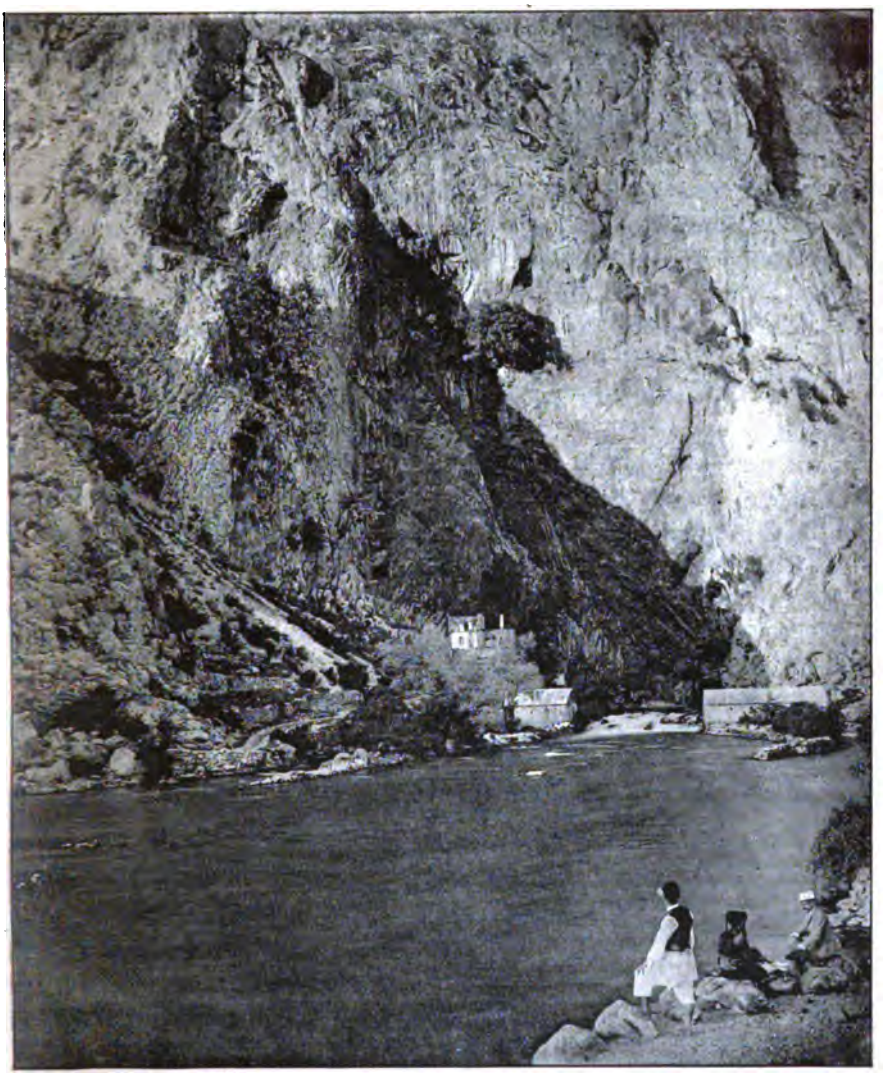

Fig. 108. — La source de la Buna (Herzégovine). — Photographie communiquée par M. Martel.

vations latérales provoquent, tantôt des inondations, tantôt des sécheresses désastreuses[2].

Relation des dolines avec les cours d'eau souterrains. — C'est

1. Renseignement de M. Martel. — 2. Martel, *les Abîmes*, p. 477.

sur le parcours de la Réka que s'accuse le mieux la relation qui existe entre les rivières souterraines et certains effondrements de la surface. Ainsi, après avoir disparu pendant quelque temps, la rivière se montre à ciel ouvert au fond de la *petite doline* de Saint-Canzian, entonnoir profond de 110 à 130 mètres. Ensuite elle perce par une arcade une étroite barrière de rocher, et se montre de nouveau, au fond de la *grande doline*, dominée à l'ouest par un mur vertical de 160 mètres de haut. Les deux cavités ensemble ayant 400 mètres de diamètre, l'arête qui les sépare, et dont la largeur au sommet se réduit à 2 mètres, reste à 60 mètres plus bas que le rebord extrême des deux dolines réunies. Sur les parois de l'entonnoir, le travail des eaux souterraines, combiné avec l'action des eaux de surface sur les joints, a fait glisser d'énormes plaques de rochers[1].

De même, une série de dolines jalonne à la surface le bras occidental de la grotte de Planina, et chacune d'elles correspond exactement à un amoncellement de débris dans la grotte.

Mais ce sont là des cas exceptionnels, et la grande majorité des dolines ordinaires du Karst (qui sont les *cloups* du Lot) est sans relation avec le parcours des rivières souterraines. Leur origine, encore insuffisamment expliquée, peut tenir à la fois des phénomènes de dénudation superficielle, de la corrosion chimique, et de certaines circonstances tectoniques.

Les dolines de Pola, entre Lavarigo et Marsana, font de la surface une véritable écumoire. Dans ces trous (*inglutidors* des Frioulans), où s'absorbent les eaux de pluie, il se fait souvent des mares temporaires, et le ruissellement y entraîne un peu de limon, fourni par la terre rouge (*terra rossa*) qu'engendre l'altération superficielle des calcaires.

Aussi, tandis qu'à la surface, quand on a eu l'imprudence de la déboiser, il n'y a que des pierres sur lesquelles souffle un vent de désert, les dolines forment-elles souvent de véritables oasis, où se blottissent les villages, avec leurs jardins et leurs champs. La même chose a lieu en Grèce, où plus d'une fois les seules parties cultivables se réduisent au fond des cavités d'effondrement.

La plupart des dolines ordinaires ont un diamètre moyen de 50 mètres, avec 7 ou 8 mètres de profondeur. Mais, en dehors de celles que nous avons mentionnées sur le parcours de la Réka, il s'en trouve de beaucoup plus considérables.

1. Martel, *op. cit.*

Lacs temporaires. — Bien souvent plusieurs dolines s'alignent à la suite les unes des autres, dessinant une vallée sèche au fond inégal, qui trahit dans la profondeur l'existence d'un cours d'eau caché. Du reste, en temps de crues, il n'est pas rare de voir l'eau souterraine se manifester au jour, en remplissant plus ou moins, de bas en haut, les entonnoirs qu'elle transforme en lacs temporaires. On peut s'assurer, comme l'a fait M. Martel, que la communication des creux avec le fleuve souterrain s'opère par un réseau de fissures ou *suçoirs*. D'ailleurs, il n'est pas nécessaire que l'eau vienne du fond. Quand les pluies sont très abondantes, les suçoirs, qui en temps ordinaire les conduiraient au cours d'eau inférieur, deviennent impuissants à en absorber le produit; et des lacs temporaires peuvent alors se former, dont le niveau s'élève jusqu'à ce qu'ils trouvent, sur les bords de l'entonnoir qui les contient, quelques fentes ou gouffres propres à leur servir de déversoirs.

Le lac de Zirknitz se forme de cette façon. Il couvre, suivant les cas, de 2000 à 5600 hectares; on l'a vu s'emplir en 3 jours et mettre ensuite 3 semaines à se vider. La doline lacustre de Karloutza, en Carniole, peut alimenter, suivant la hauteur des eaux, deux étages aquifères superposés. Quand les suçoirs fonctionnent, le fond du lac devient une plaine fertile, aux riches cultures entretenues par les pluies abondantes de l'équinoxe[1].

Les mêmes circonstances se reproduisent dans le haut massif calcaire de l'Épire, où les rivières sujettes à éclipses, les lacs à drainage souterrain, rappellent les paysages du Karst et de l'Herzégovine. Il en est de même en Grèce, dans les îles Ioniennes et l'île de Crète, toujours en raison de la prédominance des calcaires. Quand les gouffres ou *catavothres* s'encombrent d'alluvions, l'écoulement des eaux peut devenir difficile, et il se crée des marécages qui répandent des miasmes malsains. L'art des ingénieurs en peut triompher en déblayant les orifices ou en faisant sauter certains obstacles souterrains.

Le lac de Janina, en Épire, ne possède, au moment de l'étiage, qu'un seul émissaire fourni par un gouffre. En hautes eaux, quatre autres *avaloirs* digèrent le surplus. Au voisinage sont des étangs avec lesquels le lac communique par d'étroites fissures, et dont les émanations deviennent dangereuses en été. Le lac lui-même, qui a toutes les apparences d'une cavité d'effondrement tectonique, se

1. Martel, *les Abîmes*, p. 457.

resserre dans la saison chaude, et l'on cultive du maïs sur la partie de son fond mise à sec.

Conditions particulières de la contrée du Karst. — Le travail des eaux souterraines, dans les pays riverains de l'Adriatique, est assez actif pour provoquer des changements appréciables durant un laps de temps relativement court. Ainsi des émigrants croates, revenant dans leur patrie après une absence de quelques dizaines d'années, ont eu de la peine à reconnaître les lieux témoins de leur jeunesse, tant la formation de nouveaux entonnoirs en avait modifié l'aspect, entraînant la destruction des maisons, l'effondrement des jardins, l'abandon des anciens sentiers remplacés par de nouveaux[1].

Dans une contrée aussi bouleversée, les tremblements de terre sont fréquents, et il en est, parmi ceux qui n'ont qu'un caractère local, dont la cause n'a pas besoin d'être cherchée ailleurs que dans les effondrements survenus. Mais plusieurs de ces séismes, comme celui qui en 1895 a ravagé Laibach, embrassent des étendues telles qu'il convient de les rattacher aux mouvements tectoniques par lesquels le relief des contrées adriatiques a été déterminé. Ces mouvements sont de date récente, et il est probable qu'ils n'ont pas dit leur dernier mot. L'équilibre du sud-est de l'Europe est particulièrement instable, et quand les mouvements, au lieu d'affecter un terrain doué de quelque élasticité, se font sentir dans un épais massif de calcaires très compacts, toutes les conditions sont réunies pour que leur effet soit particulièrement puissant.

De cette manière, l'état si remarquable du Karst tient à la fois à des influences structurales, qui ont imprimé une certaine indécision à la surface originelle après le plissement des Alpes dinariques; à l'impuissance où les eaux superficielles, attirées de suite dans la profondeur, ont été de régulariser ces inégalités par un modelé général; aux effondrements que l'érosion souterraine et la corrosion chimique ont provoqués et provoquent encore; enfin aux mouvements qui, même de nos jours, agitent le sol de la contrée; et parce que, nulle part, ces diverses circonstances ne se trouvent réunies au même degré; que de plus le terrain accessible à leur influence s'y présente avec une ampleur exceptionnelle, le Karst a justement mérité de devenir le type d'un ensemble de particularités géographiques, dont tous les affleurements calcaires reproduisent au moins quelques traits.

1. Pilar, *in* Supan, *Kirchhoff's Länderkunde*, I (2), p. 288.

Mais il importe de ne pas oublier que la supériorité du Karst, à ce point de vue, est essentiellement liée à la remarquable activité des eaux souterraines, qui elle-même résulte de l'abondance des pluies sur la région [1]. Nous avons déjà dit combien était élevée, dans ce pays, la moyenne des précipitations atmosphériques. Il est certaines parties du Karst où cette moyenne est singulièrement dépassée. Ainsi à Cettigne, la pluie dépasse 2 mètres 90 par an, et à Crkvice, elle va au delà de 4 mètres. La puissance de l'outil souterrain qui détermine l'indécision du modelé est donc ici portée à son maximum.

Territoires divers d'érosion souterraine. — Les cavités en entonnoir sont fréquentes à la surface des affleurements de gypse et de sel gemme, où elles résultent évidemment de l'enlèvement, par les eaux, des parties solubles du terrain. Parfois c'est l'inverse, et la transformation de l'anhydrite en gypse ou sulfate de chaux hydraté a pour conséquence un gonflement qui disloque les assises superposées. Mais il est aussi des cas où ces intumescences gypseuses viennent à crever au centre, engendrant ce que, dans le Mansfeld, on appelle des *trous de nains*.

Les calcaires du Jura sont fréquemment sillonnés de creux semblables à ceux du Karst. Mais, à côté de ces entonnoirs proprement dits, il y a aussi, sur les affleurements calcaires, des *bassins fermés* qui tiennent à une cause un peu différente. Le type en existe dans la forêt de Chailluz, près de Besançon. Cette forêt correspond [2] à un pli synclinal, dont la surface est formée par les calcaires de la grande oolithe. On voit s'y succéder une série de dépressions ou bétoires, dont une a 2 kilomètres de long sur 400 à 500 mètres de largeur, avec 20 ou 25 mètres de profondeur au plus. De nombreux trous circulaires s'y observent. Il est clair que les eaux, appelées par la pente du synclinal, ont filtré à travers le calcaire. Arrêtées à sa base par une couche argileuse, elles ont, tant par entraînement de celle-ci que par dissolution de l'oolithe, réussi à se frayer un lit caché, grâce au niveau de base très inférieur qui les sollicitait, et les effrondrements du calcaire, privé de support, ont causé les irrégularités de la surface. MM. de la Noë et de Margerie ont fait remarquer que ces effondrements étaient postérieurs à l'érosion qui a fait disparaître de la contrée les couches supérieures à l'oolithe. Il s'agit donc là d'un fait d'érosion souterraine, facilité par une influence tectonique.

1. Hassert, *Pet. Mit. Ergänzungsheft*, n° 115. — 2. *Les Formes du terrain*, p. 157.

On doit encore citer le bassin fermé de Sancey, au sud de la chaîne du Lomont. De tels affaissements peuvent se produire ou s'accentuer de nos jours, et donner lieu à des tremblements de terre locaux.

Infiltrations dans les districts volcaniques. — Il est un mode de circulation souterraine dont il est nécessaire de dire un mot, à cause de l'application qui s'en trouve faite, en particulier, dans certaines régions de l'Amérique du Nord.

C'est ainsi que, dans la partie méridionale des plateaux du Colorado, l'action volcanique a été très intense durant la fin des temps tertiaires, édifiant de grands volcans, et faisant naître des accumulations étendues de laves, de cendres et de débris. Bien que sur ce plateau il tombe annuellement plus de 50 centimètres de pluie, la surface n'en profite pas, toute l'eau trouvant à s'infiltrer de suite, grâce à la porosité des matériaux volcaniques. L'eau ainsi infiltrée parvient à retrouver les anciens lits fluviaux qui existaient avant la période des éruptions. Souvent, ces cours d'eau souterrains font naître sur leur cours des cavernes importantes, et quand le toit de ces dernières s'écroule, il en résulte à la surface des cavités d'effondrement[1].

La même chose a lieu autour du Mont Shasta, où de nombreux cônes de cendres absorbent les eaux, qui reparaissent beaucoup plus bas en donnant naissance à des sources puissantes.

Dans le Nevada, les fentes qui limitent les blocs, entre lesquels le pays s'est trouvé divisé lors de son écroulement, facilitent la perte des eaux, qui reparaissent à de très grandes distances, ayant parfois gagné, dans ce parcours souterrain, une assez haute température, qui les rend capables de dissoudre une forte quantité de substances sur leur passage. Cette dissolution se traduit par des incrustations salines quand les eaux s'évaporent[2]. Plus d'un point, dans le Nevada, serait inhabitable en été, sans ces sources dont l'origine première est si lointaine qu'il est impossible de l'indiquer.

1. Powell, *National geographic Monographs*, I, p. 94. — 2. Russell, *National geographic Monographs*, I, p. 104.

II

LE MODELÉ PAR LES INFLUENCES ÉOLIENNES

Caractères généraux du modelé par les influences éoliennes. — La caractéristique commune des divers genres de modelé que nous avons considérés jusqu'ici est que le travail à accomplir y est toujours nettement déterminé, du moins tant que la marche normale du cycle ne subit aucune perturbation de la part des actions internes. Ce travail peut être, dans certains cas, plus ou moins gêné ou retardé; mais il n'y a pas de doute sur le résultat final; car, pour les eaux souterraines comme pour les glaciers et les eaux courantes, c'est toujours un niveau de base invariable qui préside à la régularisation des contours du terrain.

Il en est tout autrement lorsque les circonstances laissent prédominer l'action du vent, c'est-à-dire les *influences éoliennes*. Dans ce cas, la mobilité des particules se trouve, à la vérité, plus grande que jamais; seulement, au lieu de tomber sous l'empire d'un mode de transport qui agisse toujours dans le sens de la pesanteur, ces particules deviennent le jouet d'une puissance capricieuse, assez forte pour triompher souvent du pouvoir de la gravité. De plus, nous verrons que, dans la plupart des cas, il n'existe pas de point d'appui fixe, auquel puisse se rattacher l'effort de façonnement de la surface. Au lieu de se concentrer sur un réseau bien déterminé de canaux, entre lesquels subsiste une véritable hiérarchie, l'érosion, ou pour mieux dire la dégradation, s'accomplit partout à la fois; mais elle est accompagnée d'un transport de matériaux, par lequel le travail d'un jour peut défaire celui de la veille. En outre ces matériaux, quand ils viennent se jeter en travers du chemin que les eaux courantes essayaient de se créer, rendent encore plus inefficace une action déjà fort amoindrie. Pour toutes ces causes, il n'y a pas de cycle défini, et *le modelé demeure essentiellement indécis*.

Conditions d'exercice de l'action du vent. — La condition pour que les actions éoliennes puissent être prépondérantes est que le sol ne soit pas protégé par la végétation, qui fixe le terrain par ses racines, en même temps qu'elle concentre autour d'elles une humidité capable de donner de la cohésion même aux sols les plus

meubles. Or avant tout la végétation a besoin d'eau. C'est donc la quantité de pluie reçue en chaque lieu qui limite l'exercice de l'action éolienne. L'expérience enseigne que cette action devient bien caractérisée quand la moyenne annuelle de pluie descend au-dessous de 20 à 25 centimètres. Si cette circonstance est réalisée, et que de plus la température moyenne soit assez élevée pour que l'insolation devienne active, la contrée se transforme inévitablement en un *désert*.

Il y a cependant des cas où l'influence désertique peut se manifester avec une moyenne annuelle de pluie très supérieure au minimum indiqué. C'est quand le terrain est assez perméable et en même temps assez haut placé pour appeler de suite, à un niveau très inférieur, l'eau qui avait pu tomber à la surface. Ainsi se comportent certains territoires couverts de laves poreuses et de nappes de cendres volcaniques, comme aussi quelques régions de calcaire compact, où l'infiltration absorbe immédiatement la pluie qui tombe. C'est de cette façon que plusieurs parties du Karst illyrien, où d'ailleurs la température est parfois très élevée, sont devenues des *déserts de pierres* (ce que rappelle le nom même de la contrée). Toutefois ce mode de développement de l'action éolienne est relativement exceptionnel; et de plus il est très souvent imputable à l'intervention de l'homme, qui a maladroitement déboisé des plateaux où une végétation forestière un peu maigre, mais suffisante, avait réussi à s'établir. Aussi ne nous occuperons-nous ici que des pays, infiniment plus nombreux, où le régime désertique est manifestement dû à l'insuffisance des pluies.

Effets de l'insolation. — Dans les pays dépourvus de végétation, l'agent par excellence de la désagrégation des éléments de la surface est l'*insolation*. La pureté de l'air, exempt de vapeur d'eau, occasionne un rayonnement intense; aussi le froid est-il très vif pendant la nuit. Dès que le soleil apparaît et frappe le terrain de ses rayons, il en résulte une dilatation brusque, capable, comme on l'observe souvent au Texas, de faire éclater de gros blocs de rochers.

Tous les déserts se font ainsi remarquer par leurs écarts de température. Le Gobi, qui par ses froids appartient à la Sibérie, ressemble aux Indes par ses chaleurs [1]. Un intervalle d'une demi-journée suffit pour que le thermomètre subisse une variation de

1. E. Reclus, *l'Asie orientale*, p. 185.

40 degrés centigrades. L'écart est encore plus grand au Sahara, où de 60 à 70 degrés qu'il marquait à la lumière du soleil, le thermomètre peut s'abaisser pendant la nuit à 2 ou 3 degrés au-dessous de zéro.

On comprend l'effet que d'aussi brusques différences de température peuvent produire sur des terrains que rien ne protège. La désagrégation se manifeste d'une façon particulièrement intense avec les roches granitiques et, en général, avec toutes celles qui, étant pourvues d'un grain appréciable, sont en même temps constituées par une association de minéraux aux couleurs contrastantes; car les grains juxtaposés subissent une insolation tout à fait inégale [1]. On le voit bien au Sinaï, où le granite a si complètement perdu sa cohésion, qu'il est difficile d'en détacher au marteau des morceaux ne s'effritant pas sous le choc.

C'est aussi l'insolation qui, agissant sur les sables des plages découvertes à marée basse, les dessèche et les rend aptes à obéir à l'action du moindre vent. Mais il s'agit là d'un phénomène où la sécheresse de l'air n'intervient pas, et dont nous réserverons la mention pour le chapitre du modelé des rivages maritimes.

Influence de la répartition des pluies. Insuffisance du régime hydrographique. — L'insolation étant surtout active durant la saison chaude, son effet sera d'autant plus puissant que les pluies seront moins abondantes à ce moment de l'année. C'est pourquoi la répartition de la pluie, suivant les saisons, n'est guère moins à considérer que son intensité moyenne.

Par exemple, dans le Nevada, aux États-Unis, la moyenne annuelle de pluie étant inférieure à 25 centimètres pour l'ensemble du pays, à 13 centimètres même pour la partie centrale [2], il se trouve que la plus grande fraction tombe au printemps, si bien qu'en été la chute se tient entre 2,5 et 8 centimètres. Des mois entiers se passent sans une goutte de pluie; des semaines s'écoulent sans qu'on aperçoive un nuage au ciel. Dans de telles conditions, le régime désertique sévit avec toute son intensité.

Dans le Sahara septentrional, jusqu'au parallèle de Mourzouk, il n'y a pas de pluies d'été. Du reste, la répartition suivant les années est très inégale, et les Touareg ont vu des périodes de neuf ans pendant lesquelles il ne tombait pas une goutte d'eau [3]. Dans le

1. Joh. Walther, *Die Denudation in der Wüste;* 10[ier] *Geographentag*, Berlin, 1893. — 2. I. C. Russell, *National geographic Monographs*, I, p. 103. — 3. Schirmer, *le Sahara*, 1893.

Sahara algérien, la moyenne annuelle de pluie paraît être de 120 millimètres [1].

L'effet de la sécheresse de l'air est de réduire considérablement l'importance des cours d'eau. Même ceux qui descendent des montagnes du Sahara meurent après 100 ou 200 kilomètres de parcours. Leur vallée se poursuit sous la forme d'*oued* ou *ouadi*, c'est-à-dire d'un thalweg de sables et de graviers, où l'eau ne coule à ciel ouvert que par moments, mais garde un certain écoulement souterrain à travers la masse, alimentant ainsi le plus grand nombre des *oasis*.

Lors des averses, les oueds sont occupés parfois par une assez forte masse d'eau, qui en se retirant laisse une *daya*, c'est-à-dire une grande mare de limon et de sable. La rapide dessiccation de ces matériaux fournit à l'action éolienne de nouveaux aliments. Il en résulte de fréquentes obstructions dans les thalwegs, ce qui s'ajoute à l'insuffisance des eaux courantes pour accentuer l'indécision de la topographie. Non seulement les influences désertiques sont impuissantes à produire un modelé défini, mais, par l'accumulation capricieuse des dépôts éoliens, elles atrophient peu à peu le modelé préexistant.

Transport de matériaux. Érosion éolienne. — Lorsque les circonstances du climat sont telles que l'insolation puisse agir, sans être combattue par l'humidité, sur de grandes surfaces dépourvues de végétation, les matériaux désagrégés deviennent la proie du vent. On s'est assuré que des grains de sable, ayant de 1 millimètre à 1/4 de millimètre de diamètre, étaient facilement entraînés, sur un terrain horizontal, par un vent parcourant 7 m. 50 à la seconde [2]. Les ouragans déplacent des pierres d'un kilogramme, et dans l'Aube, le 6 juin 1891, on a vu tomber des pierres de 25 à 35 millimètres, qui avaient accompli un parcours de 150 kilomètres [3].

Le quartz étant seul capable de résister à un transport souvent répété, ce sont surtout des grains quartzeux que le vent déplace. Ils agissent donc sur les surfaces qu'ils balayent à la façon des poudres dures qu'on emploie pour le polissage. Les roches homogènes finissent par prendre le poli du marbre, comme les calcaires qui affleurent dans les plateaux ou *Hamada* du Sahara et de l'Arabie. Celles dont la dureté varie selon les points attaqués sont

1. C'est le chiffre de M. Teisserenc de Bort. De 1889 à 1891, M. G. Rolland a mesuré 135 millimètres en moyenne. — 2. Sokolow, *in* Penck, *Morphologie*, I, p. 248. — 3. Stanislas Meunier, *Comptes rendus*, 1891, p. 100.

usées de telle façon que les parties dures demeurent en relief, entourées de sillons creusés par le sable quartzeux dans les portions tendres. Les rochers exposés à cette action prennent ainsi les formes les plus capricieuses, et s'accidentent de vermiculures qui font de leur surface une véritable dentelle, comme s'ils avaient été corrodés par un acide.

La figure 109 donne bien l'idée de l'action érosive que le sable exerce sur les rochers stratifiés dans le Pamir, par une altitude

Fig. 109. — Dunes et Rochers façonnés par le sable au Pamir, au sud du Grand Karakoul. (Photographie de M. E. de Poncins.)

voisine de 4000 mètres, la plus forte où l'action éolienne ait encore été observée dans sa plénitude.

Cette dénudation par le vent, qui donne un aspect si caractéristique au paysage des déserts rocheux, est la *corrasion* de M. de Richthofen [1]. M. J. Walther a compris l'ensemble des phénomènes éoliens de transport sous le nom de *déflation* [2].

C'est au Colorado que se montrent les plus beaux exemples de l'érosion éolienne. De véritables colonnes de roche, avec chapiteaux, ont été ainsi isolées sur une grande hauteur. D'autres massifs ont pris des formes architecturales qui les ont fait qualifier de *monuments*. Plusieurs des échancrures utilisées pour la traversée des chaînes californiennes paraissent dues à l'action du vent, qui les a creusées à la longue. Mais il convient de rappeler que cette

1. *Führer für Forschungsreisende.* — 2. *Die Denudation in der Wüste.*

action n'a pas été seule en jeu. Toujours elle se combine avec celle des *averses violentes, mais rares*, qui sont une des caractéristiques du climat de la contrée.

Formation des dunes. — Les matériaux désagrégés, à force d'être ballottés, finissent par subir une sorte de préparation mécanique. Tandis que les plus gros restent sur place, formant sur le sol des accumulations de cailloux et de blocs, véritables mers de pierres, les grains de 1 à 2 millimètres, trop gros pour s'élever notablement dans l'air, assez petits pour être mis en mouvement à chaque recrudescence du vent, subissent un déplacement continuel. Mais le moindre obstacle, que ce soit un rocher, une pierre, une broussaille, les arrête et donne naissance à de petites éminences, qui peu à peu deviennent des *dunes*.

Naturellement les dunes continentales abondent dans les

Fig. 110. — Les dunes des environs d'El Goléa (d'après M. G. Rolland). 1, calcaires compacts, polis à la surface comme un miroir; 2, calcaires saccharoïdes; 3, grande chaîne de dunes.

régions désertiques, soit au voisinage des affleurements de grès quartzeux, soit autour des dépôts d'anciennes alluvions, qui en fournissent aisément la matière première. Chaque dune a la forme d'un croissant tournant son côté convexe du côté du vent. Les dunes s'allongent souvent en traînées, parfois de 60 kilomètres et plus, et remarquablement parallèles entre elles, comme dans l'Erg saharien. Leur hauteur est le plus souvent de 20 à 30 mètres; mais au Sahara, elle atteint 150 à 200 mètres. Par exception, on a cité une dune de 500 mètres [1]. En tout cas, l'influence du terrain sous-jacent sur la formation du phénomène est très visible, et c'est contre les rides du désert que s'accumulent les grandes dunes (fig. 110).

Dans l'Afrique australe, à l'est d'Angra Pequeña, le terrain, sur 90 kilomètres à partir de la côte, est formé par une série d'ondulations parallèles, où le gneiss, qui constitue à lui seul le pays, s'élève progressivement jusqu'à 1500 mètres d'altitude. La sécheresse de l'air fait que le sol est presque entièrement dépourvu de végétation. Aussi l'influence éolienne a-t-elle créé, aux dépens du

1. Penck, *Morphologie*, II, p. 40. Ce chiffre paraît bien problématique.

quartz du gneiss, une mer de sable qui remplit toutes les dépressions entre les plis successifs. Le voyageur, qui regarde du haut de l'une des crêtes, perçoit la même impression que si, monté sur une cime alpine ou pyrénéenne, il dominait une mer de nuages masquant toutes les vallées [1].

Paysage de dunes. — Le *paysage de dunes*, caractéristique des grands déserts, règne sur un dixième, peut-être même un neuvième, de la surface du Sahara, notamment dans l'Erg, l'Iguidi et le désert libyque. Il occupe le territoire de Nefoud en Arabie, le Turkestan, le bassin du Tarim, le désert de Gobi, une grande partie de la Perse, du Baloutchistan, de l'Australie, le désert de Kalahari en Afrique. Il est beaucoup plus rare en Amérique. M. de Tillo estime que sept centièmes de la surface de la terre ferme appartiennent au paysage éolien [2].

Toutefois, il faut se garder de croire que ce paysage soit identique partout. L'extrême chaleur du Sahara, et son relief si peu accidenté, qui permet au vent de le balayer sans obstacles, donnent à cette contrée, au point de vue de l'importance des dunes continentales, une supériorité marquée. Ailleurs, notamment au Turkestan, la hauteur des dunes dépasse rarement 18 à 20 mètres. C'est qu'ici le climat est beaucoup moins sec qu'au Sahara. Mais surtout, le Turkestan, ainsi que plusieurs des déserts de l'Asi centrale, subit des hivers rigoureux : si bien que ses dunes sont, pendant une partie de l'année, recouvertes de neige. Celle-ci, en fondant, leur départit une dose d'humidité qui les rend moins impropres à la végétation, et l'eau qui s'infiltre au pied des sables contribue à diminuer beaucoup la mobilité des dunes [3].

Particularités diverses du phénomène éolien. — Une circonstance assez curieuse est offerte par les dunes de l'Amérique méridionale. Dans ce pays, sur les confins de la Bolivie et de la République Argentine, s'étend, par 4000 mètres d'altitude, le désert de la Puna, haute dépression où règne un climat extraordinairement sec. Le vent y édifie des dunes de plusieurs centaines de mètres et, quand il souffle de l'ouest, il pousse le sable sur le versant oriental des Andes, de sorte que, dans les vallées de Tinogasta et de Belen, on voit descendre de vrais fleuves de sable, produisant par leur passage des effets analogues à ceux des glaciers [4].

Ces dunes ou *medanos* sont poussées assez loin dans la direction

1. Schenck, *10ter Geographentag*, Berlin, 1893. — 2. Voir Penck, *Morphologie*, II, p. 43. — 3. Édouard Blanc, *Annales de géographie*, IV (1895), p. 331. — 4. Brackebusch, *Petermann's Mitteilungen*, 1893.

de la Sierra de Cordoba, par les vents d'ouest que leur descente le long des Andes rend particulièrement desséchants. Leur origine occidentale est attestée par la composition des sables, où dominent les fragments de roches volcaniques andines.

Les dunes, grâce à leur porosité, constituent de précieux réservoirs d'eau. La pluie y gagne de suite le fond, s'accumule dans les dépressions ou alimente des nappes qui s'écoulent en sources par la lisière des grandes dunes. Aussi a-t-on pu dire que ces montagnes de sable, « résultat le plus caractéristique de la sécheresse du climat saharien, contribuent le plus à corriger, dans une certaine mesure, les effets de cette sécheresse, en protégeant et conservant précieusement l'eau que le ciel envoie au désert avec parcimonie [1] ».

Un effet très remarquable du passage des grains de sable sur les blocs durs isolés est la production de *pierres à facettes*, terminées par des arêtes vives (*Kantengerölle* des Allemands). Par exemple, les plaines du Brandebourg sont formées d'une argile glaciaire plus ou moins sableuse, avec blocs disséminés. Le vent qui balaye librement ces plaines a fini par isoler de l'argile une quantité de sable suffisante pour édifier même de petites dunes. Ce sable, en passant sur les blocs de grès dur, tend à les aplanir; et comme cette action s'exerce dans certaines directions privilégiées, qui sont celles des vents dominants, les facettes ainsi produites marchent à la rencontre les unes des autres, demeurant séparées par des arêtes vives, ordinairement au nombre de deux ou trois. En France, sur les plaines sableuses de la Brenne, cet effet se produit même avec des cailloux de quartz originairement plats. Des cailloux à facettes s'observent également près des dunes qui descendent de la Bolivie dans les vallées argentines [2].

Question du Lœss. — Une question encore assez controversée est celle de la destinée des menues poussières engendrées par la désagrégation dans les déserts. Les sables quartzeux contribuent seuls à l'édification des dunes; mais les matériaux plus fins, provenant de l'attaque des terrains non exclusivement siliceux, demeurent en suspension dans l'air, qu'ils peuvent troubler longtemps, et sont parfois entraînés à de grandes distances. On signale des pluies de poussière, d'origine saharienne, qui se font sentir jusqu'à 2400 kilomètres du désert. En 1873, les îles Canaries ont

1. G. Rolland, *Hydrologie du Sahara algérien* (1894), p. 240. — 2. Brackebusch, *loc. cit.*

reçu une pluie de ce genre, dont l'importance a été évaluée à près de 4 millions de mètres cubes.

Une opinion assez généralement répandue, et que M. de Richthofen a tout particulièrement cherché à faire prévaloir, est que ces poussières alimentent les alentours des déserts, où, reprises par la pluie, elles engendrent le *lœss*, c'est-à-dire le limon jaune, qui tapisse d'abord le fond des *steppes*, forçant la végétation à s'élever à mesure que le sol s'exhausse par ce constant dépôt, et forme ensuite de grandes accumulations dans le voisinage des fleuves importants, comme en Chine.

Cependant cette théorie ne paraît pas devoir être admise d'une façon absolue, le lœss ou terre jaune étant surtout un produit de ruissellement, qui n'a pas besoin d'être alimenté, au préalable, par l'action éolienne, et qui, presque toujours, paraît s'être formé à une époque où les contrées voisines n'étaient pas soumises au régime désertique. En tout cas, les observations de M. Obroutchew en Mongolie ont montré que le lœss ne s'était pas accumulé dans des bassins fermés, mais sur les pentes des contrées voisines de celles où le vent soulevait les poussières.

Relation du climat désertique avec le relief. — Le climat désertique, dépendant avant toute chose de la sécheresse de l'air, peut se manifester en terrain accidenté. On en a la preuve au Pamir, où de vrais déserts de sable se montrent en pleine montagne, par près de 4000 mètres d'altitude; en Bolivie, où le désert de la Puna se présente dans les mêmes conditions; enfin au Sahara, dont certaines parties sont véritablement montagneuses.

Cependant, pour peu que les lignes de relief aient une certaine importance, elles contrarient le phénomène désertique par le refroidissement qu'elles infligent aux courants d'air, et d'où résulte une précipitation de la vapeur d'eau. Aussi la plupart des déserts sont-ils des plaines, ou complètement de niveau, ou faiblement accidentées.

Les éminences qui surgissent au sein des régions désertiques se distinguent en général par la façon brusque dont se fait le passage de versants raides et pierreux à des plaines horizontales de sables et de cailloux. C'est ce qui arrive pour les *oueds* ou *ouadis* de l'Afrique et aussi pour le Texas [1]. Si le ruissellement s'y accomplissait comme dans les pays d'humidité normale, un talus doucement incliné de matériaux meubles relierait les versants avec la

1. J. Walther, *op. cit.*

plaine. Mais la pluie du désert affecte presque toujours la forme d'orages locaux et très passagers, dont la violence égale la brièveté. En s'abattant sur des pentes rocheuses, que nulle végétation ne protège, les trombes d'eau les dégradent et les ravinent; aussitôt le flot s'étale, abandonnant sa charge après un très court trajet. De là vient que les *ouadis* de l'Arabie, notamment ceux des environs du Sinaï, ont l'aspect de larges fleuves de pierres et de sable, baignant le pied de collines aux flancs raides et déchirés.

Relation des déserts avec les dépressions. — A part ce cas particulier, toutes les considérations qui viennent d'être développées concordent pour faire comprendre comment, dans les régions où prédomine l'action éolienne, le modelé de la surface est condamné à demeurer indécis.

Mais il est une autre circonstance qui contribue non moins efficacement au même résultat. Nous avons déjà dit [1], et un simple coup d'œil sur la figure 3 de la planche jointe à l'ouvrage suffit à le montrer, combien est grande, d'une façon générale, la concordance entre les régions de climat désertique et les territoires privés d'écoulement vers la mer. Il suffit de nommer le Sahara, l'Arabie, la Perse, la dépression aralo-caspienne, le désert de Gobi, l'intérieur de l'Australie, le bassin du Grand Lac Salé, celui de la Cordillère bolivienne, pour faire apprécier l'importance de cette coïncidence. Nous rappellerons aussi que, loin d'être fortuite, elle s'impose en quelque sorte, d'une façon générale, puisqu'une dépression ne peut recevoir les courants d'air qu'après que ceux-ci ont franchi les hauteurs qui enferment le bassin, perdant par ce travail la plus grande partie de leur humidité.

D'autre part, en traitant des influences tectoniques passives [2], nous n'avons pas manqué de faire ressortir combien la condition d'une dépression était peu favorable à l'accomplissement régulier du travail des eaux courantes, à cause de l'incertitude du niveau de base et de l'indécision originelle d'une surface, où l'évaporation lutte avec avantage contre la constitution de grands réservoirs intérieurs.

Tout se réunit donc pour condamner les territoires désertiques du globe à ne posséder qu'une topographie plus ou moins confuse. Cela est manifeste partout, notamment au Gobi, ainsi que dans le Grand Bassin des États-Unis, où l'on compte actuellement une centaine de cuvettes indépendantes. Chacune de ces cavités a pos-

1. Voir plus haut, p. 64. — 2. Voir plus haut, p. 142.

sédé ou possède encore un lac, le plus souvent réduit à une *playa*, c'est-à-dire à une nappe saline, que les variations du climat humectent ou dessèchent, augmentent ou diminuent [1].

Nous remarquerons en outre que l'action éolienne tend nécessairement à prévaloir autour des fonds de mer en voie de dessiccation; car le sel qui les imprègne les rend moins propres que d'autres à la végétation, et alors rien ne les protège contre le soleil et le vent. C'est ainsi que le Gobi abonde en creux remplis d'eau saline ou tapissés d'efflorescences, reposant sur un sol de graviers rougeâtres, à cailloux quartzeux.

Destinée des déserts. — Ainsi que nous l'avons précédemment exposé [2], la condition d'un désert tend toujours à s'aggraver, puisque l'évaporation, certainement supérieure à l'alimentation en pluie, s'opère aux dépens des réserves d'eau existantes. Cette action est bien sensible en Asie, où le lac Balkhach, qui dans les temps historiques était en relation avec l'Alakoul, est aujourd'hui séparé en cinq nappes, et a perdu 1 mètre d'eau en quinze années. Dans la Sibérie occidentale, le lac Abychkan, unique en 1813, est partagé actuellement en 14 petites flaques. De même le Lob Nor ne cesse de changer de place et de dimensions. Le défaut de modelé des pays désertiques doit donc s'accentuer avec le temps.

Il n'y aura d'exception que si le territoire considéré traverse momentanément une période de grande humidité. C'est ainsi que le bassin du Lac Salé de l'Utah, qui a pu bénéficier du régime des grandes pluies pleistocènes, a vu s'accomplir à sa surface d'importants travaux de comblement. Seulement, à partir du jour où le lac Bonneville, prédécesseur du Lac Salé, a cessé de posséder un déversoir, tous les produits de ce comblement sont demeurés sur place. De là vient l'aspect tout spécial du pays, où les restes des anciennes chaînes de hauteurs émergent du sein de grandes plaines, constituées par l'accumulation sur place des matériaux provenant de leur dégradation, et où l'action éolienne s'exerce aujourd'hui grâce à l'assèchement du climat.

En disant que, dans une région donnée, les conditions désertiques tendent d'elles-mêmes à s'aggraver, nous ne prétendons pas que cette extension puisse être indéfinie. En effet un pays où l'insolation règne sans partage devient forcément le siège d'une aspiration d'air qui fait naître un minimum barométrique, et provoque l'afflux des vents destinés à rétablir l'équilibre. Parmi ces derniers

1. E. Reclus, *Les États-Unis*, p. 580. — 2. Voir plus haut, p. 67.

il y en a qui apportent de la vapeur, et ainsi peut se produire un conflit qui limite l'invasion de la sécheresse vers la mer.

Régions de steppes. — Le long des régions où règne le climat désertique s'étendent en général des *steppes*, c'est-à-dire des territoires plats, occupés par de hautes herbes qui peuvent mourir durant la saison chaude, pour renaître avec le retour de l'humidité. Insuffisante pour nourrir une végétation forestière, la quantité d'eau qui tombe permet cependant au sol de ne pas rester à découvert, ce qui supprime l'action éolienne. La plupart de ces territoires mixtes voient se succéder des étés très chauds et des hivers froids, des journées de grande chaleur et des nuits très fraîches.

Sur la lisière du Sahara, au nord du Bornou, s'étend le long du désert la steppe herbeuse qui, par l'intermédiaire des bouquets de mimosées, passe progressivement aux régions de forêts et de cultures entretenues par les pluies équatoriales. De même, les immenses steppes des Kirghizes marquent le bord septentrional de la dépression aralo-caspienne, au fond occupé par les déserts du Turkestan. La Mongolie, que les Chinois appellent Tsaoti ou « Terre des Herbes », est aussi une steppe gigantesque, préparant la transition du désert de Gobi aux forêts de la Sibérie méridionale.

On comprend ainsi que la plupart des steppes soient localisées sur le bord des dépressions privées d'écoulement maritime, ou dans l'intérieur des bassins déprimés qui n'ont trouvé que tardivement une issue.

La *Pampa* de la République Argentine, si abondante en lagunes salines, est une steppe où l'humidité suffit pour permettre, par endroits, le développement de bois maigres, au feuillage fin. Ces bois sont de même essence que ceux qui arrivent à prédominer sur la contrée voisine, mieux arrosée, du *Gran Chaco* [1].

C'est encore parmi les steppes qu'il convient de ranger le bassin hongrois, que le Danube et la Theiss arrosent avant d'avoir forcé le défilé des Balkans. Les lacs Balaton et de Neusiedl, restes de la nappe lacustre qui a longtemps occupé cette dépression, n'ont pas toujours d'écoulement naturel ; et le remarquable parallélisme des petits cours d'eau atteste une influence directrice. Selon les uns, cette influence devrait être cherchée dans le brusque appel qui s'est produit vers le sud-est, quand le lac hongrois s'est vidé par l'ouverture des Portes de Fer. Selon d'autres, notamment M. Penck [2], cet alignement aurait été commandé par de nombreuses

1. Brackebusch, *Pet. Mitteil.* 1893. — 2. *Morphologie*, II, p. 44.

petites collines, encore bien visibles dans la région si plate qui s'étend à l'ouest de la Theiss. Ces collines sont d'anciennes dunes, édifiées lors de la mise à sec du fond du lac, avant que les herbes eussent réussi à s'y installer. Aujourd'hui encore, dans la partie méridionale du bassin, il y a conflit entre l'action éolienne et la végétation qui cherche à s'emparer du sol.

Ce qui est certain, c'est que l'*Alföld* ou pays plat de la Hongrie, aussi nommé la *Puzta*, offre tous les caractères d'une steppe ou d'une savane. Seulement, ici comme pour beaucoup de savanes américaines, l'intervention de l'homme a exagéré ce que le climat seul aurait produit; et c'est surtout par la destruction inconsidérée des forêts que ces pays sont devenus des steppes : que l'homme ait abattu les arbres pour s'en servir ou qu'à l'exemple des Indiens, il ait incendié les bois en mettant le feu aux herbes. La civilisation atténue cet effet; et c'est ainsi qu'en Amérique, nombre de plaines herbeuses ont pu se repeupler d'arbres depuis l'arrivée des Européens. De même, la culture et les plantations font chaque jour de nouveaux progrès dans les plaines de la Pannonie. Mais si l'intervention de l'homme se produit avec succès sur certaines plaines herbeuses, elle serait inefficace sur les véritables steppes, celles qui confinent au désert, et où la sécheresse de l'air est attestée par le caractère tout spécial de la végétation. Telles sont les steppes à absinthe de la dépression aralo-caspienne.

Quant aux steppes de la Russie méridionale, il faut distinguer celles qui sont assises sur le *tchernozom* ou terre noire, d'avec les steppes plus méridionales, au sol généralement salé, lesquelles préparent la transition aux steppes désertiques. Dans les premières, ce n'est pas l'humidité qui fait défaut et le sol est fertile. Mais l'absence de relief, dans un pays exposé sans défense aux ouragans de neige, ne permet la croissance des arbres que dans les vallées où ils sont abrités.

Pour être moins indécis que dans les déserts, le modelé du sol reste toujours assez imparfait sur les vraies steppes, où le défaut de pente s'ajoute à l'insuffisance des eaux courantes.

TREIZIÈME LEÇON

LE MODELÉ DES RIVAGES MARITIMES

Conditions générales du modelé des rivages. Puissance mécanique des vagues. — La forme des côtes dépend, en chaque point, de la puissance que la mer déploie contre la terre ferme, et des circonstances dans lesquelles cette dernière subit l'assaut des vagues; c'est-à-dire de la structure antérieurement acquise par le littoral, et des mouvements dont son équilibre peut être affecté. Nous nous placerons d'abord dans le cas le plus simple, celui où la structure du rivage n'exerce sur l'attaque aucune action directrice.

La force érosive de la mer a son principe, d'abord dans la marée, qui imprime aux particules une oscillation susceptible à la fois d'une composante verticale et d'une composante horizontale; ensuite et surtout dans l'action du vent qui, soufflant de préférence de la mer, où il ne rencontre aucun obstacle, vers la terre ferme, pousse les vagues contre le rivage avec une violence parfois extraordinaire. Ce choc désagrège les roches tant soit peu meubles, en même temps que l'eau, projetée dans les fentes du terrain, y fait l'office d'un coin. Les matériaux désagrégés sont repris par la vague, qui s'en sert comme d'une mitraille et en reçoit une nouvelle puissance mécanique.

Si la marée agissait seule, l'action érosive marine serait concentrée entre le niveau de la haute et celui de la basse mer. Mais il y faut ajouter, d'un côté la hauteur des plus fortes vagues de tempêtes, de l'autre la profondeur à laquelle l'agitation des flots se fait encore sentir autrement que sous forme de simples vibrations. Cette profondeur, en dehors de quelques courants excep-

tionnels, ne dépasse pas 20 mètres et d'ordinaire en atteint à peine 10[1].

Formation des falaises. — Cela posé, imaginons une côte dont le profil originel ACD (fig. 111) présenterait une inclinaison de quelques degrés, et qui viendrait tout d'un coup à être soumise à l'attaque des vagues. Celles-ci créeront par sapement, quelle que soit la nature de la roche, une entaille CBA, le point C marquant la profondeur à laquelle l'érosion cesse d'être efficace. Le talus BA, constamment rafraîchi, se maintient raide et voisin de la verticale, parfois même en surplomb si les roches au-dessus de la rainure ordinairement creusée en B ont assez de tenue pour résister pendant quelque temps au défaut de support. Ainsi se

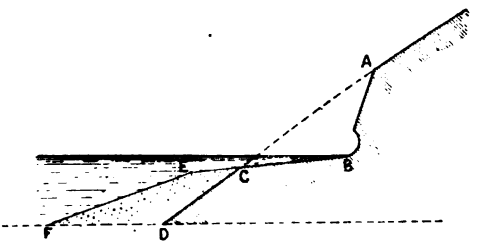

Fig. 111. — Formation d'une falaise.

forme une *falaise*, et cet effet est indépendant de la nature des matériaux de la côte; car on observe non seulement des falaises de granite, de schiste, de calcaire dur ou de craie, mais aussi des falaises d'argile, comme celles de la côte normande de Trouville à Dives, dont la raideur se conserve grâce à la chute continuelle de nouvelles tranches.

Plates-formes littorales. — Le point C et le pied de la falaise se raccordent, surtout quand il s'agit de roches consistantes, par une véritable plate-forme CB, partiellement émergée à mer basse, et contre laquelle les débris arrachés à la falaise viennent constituer un remblai sous-marin DBEF. Cette plate-forme d'abrasion est particulièrement nette au pied du promontoire crayeux du cap Blanc-Nez, entre le Boulonnais et Calais.

Si le niveau de la mer est stable, une limite s'impose à la largeur de la plate-forme. En effet, l'eau peu profonde qui la submerge à haute mer n'éprouve, par le fait de la marée, que de

1. Il s'agit ici des vagues poussées contre une côte et non des courants marins, dont quelques-uns peuvent opérer un creusement en roches dures à la profondeur de 100 mètres et même plus.

faibles oscillations. De plus, le frottement ralentit le mouvement des vagues poussées par le vent. Bientôt presque toute la force vive de l'eau n'est plus employée qu'à amener sur cette terrasse des sables ou des galets. Parfois même il s'y établit une végétation protectrice d'herbes marines. Aussi, lorsque les courants de marée et les vents n'ont pas une intensité exceptionnelle, la largeur des plates-formes d'érosion se réduit-elle d'ordinaire à un petit nombre de centaines de mètres. Quand le socle d'érosion a pris assez de développement pour pouvoir supprimer l'assaut direct des vagues contre la falaise, un cordon de galets et de graviers se forme au pied de celle-ci, et l'escarpement, qui n'est plus rafraîchi, s'adoucit peu à peu sous l'effort des agents atmosphériques, en même temps que l'herbe parvient à se fixer.

L'observation géologique a permis de constater, aux environs de Vienne, l'existence d'une ancienne falaise atrophiée de calcaire miocène (*calcaire de la Leitha*), en avant de laquelle s'étend une plate-forme d'abrasion large d'un kilomètre. Contre le bord extérieur de cette terrasse s'appuie le *conglomérat de la Leitha*, que sa richesse en fossiles et sa stratification oblique font reconnaître comme un remblai, où les vagues ont accumulé les matériaux arrachés à la falaise[1].

Accidents d'un rivage en falaise. — Sur une côte absolument homogène, et qui ne serait pas échancrée par des vallées, il n'y a pas de raisons pour que le tracé d'un rivage en falaise ne reste point rectiligne.

Mais la plus petite différence dans la résistance ou l'état de fendillement des roches introduit des inégalités, par suite desquelles certaines parties se creusent plus rapidement que les autres, engendrant des *criques* ou des *anses* plus ou moins découpées, en forme d'arcs de cercle dont la flèche est rarement supérieure à 200 ou 300 mètres, avec une corde environ trois fois plus grande.

La côte occidentale de Jersey, où se fait sentir dans toute sa force le choc des vagues aidées par des marées puissantes, donne le moyen d'apprécier combien sont faibles les échancrures produites par la rencontre de roches moins résistantes, partout où il n'y a pas de cours d'eau débouchant sur le rivage. Aux deux extrémités de la côte en question apparaissent, formant de hautes falaises, deux bandes granitiques, celle du nord, qui donne les promontoires de Plémont, de Gros-Nez et de l'Étacq; celle du sud,

1. Penck, *Morphologie*, II, p. 476.

qui s'avance jusqu'aux rochers de Corbière. Entre les deux s'étend, comme un arc de cercle concave à très grand rayon, la baie de Saint-Ouen, creusée dans l'affleurement des schistes tendres précambriens, et occupée par une plage de sable avec dunes en arrière. La flèche de la concavité de cette baie est à peine égale au sixième de son ouverture. Encore reçoit-elle quelques petits cours d'eau.

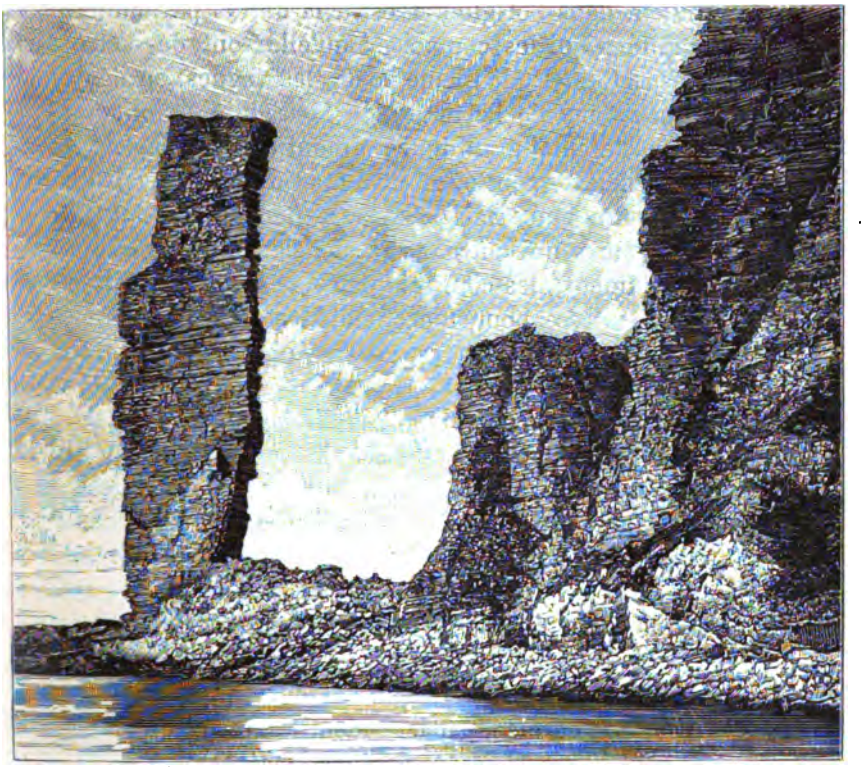

Fig. 112. — Aiguille de vieux grès rouge, isolée par la mer aux îles Orcades.

En revanche, sur la même île, on voit la mer creuser, à la place des filons tendres de porphyrite qui parcourent le granite, des sillons, parfois des tunnels. En s'y engouffrant, la vague comprime l'air avec violence. Sur certaines côtes, comme aux Canaries, l'air lancé dans de tels sillons réussit à se faire jour en crevant le toit des galeries.

Entre deux criques d'une falaise, la mer, pénétrant dans les fissures d'un promontoire, le découpe en *aiguilles*, en *pyramides*, en *piliers* (fig. 112), et quelquefois y creuse des *arcades*, comme

celles d'Étretat. Tous ces accidents surgissent directement du niveau de la basse mer, et les sables de la plage s'accumulent à leur pied.

Iles d'érosion. — Les progrès de l'érosion marine, favorisés par l'inégale résistance des roches, peuvent à la longue amener la formation d'*îles* en avant des côtes. C'est ainsi que les îles anglo-normandes ont été peu à peu isolées du Cotentin, auquel elles se reliaient dans l'origine. C'est à la dureté particulière des roches cristallines qui les composent qu'elles ont dû d'être partiellement respectées. De la même façon, les vagues, en déblayant les terrains schisteux de l'estuaire de la Sélune, n'ont pas pu faire disparaître le culot granitique du mont Saint-Michel.

Du moins ce dernier continue-t-il, à marée basse, à faire partie du domaine continental. Mais, à mesure que progressait la destruction des isthmes qui autrefois rattachaient les îles anglo-normandes au continent, des courants marins se sont établis, et ont acquis assez de vitesse pour approfondir les passes où la mer ne s'avançait qu'au moment du flux; si bien que la séparation a fini par être complète.

Ce phénomène sera évidemment facilité par un déplacement positif du niveau de la mer, tandis qu'il serait empêché par un mouvement contraire. Mais il importe de remarquer que la première de ces conditions n'est pas indispensable à la formation des îles, et que le pouvoir d'érosion des courants de marée, dans les parages où ce facteur acquiert une grande intensité, suffit à expliquer l'isolement définitif d'anciens promontoires, particulièrement exposés à l'assaut des vagues de tempêtes.

Quand les îles ainsi formées gardent encore quelque étendue, les caractères de la surface, par leur identité avec ce qu'on observe sur le continent voisin, laissent deviner la séparation accomplie. On se rend compte aisément qu'il ne s'agit pas de territoires indépendants, modelés en conformité de leur situation actuelle, mais de districts dont le façonnement avait commencé sous l'empire de tout autres conditions.

Ce morcellement des côtes s'est accompli avec une énergie particulière sur le littoral océanique de l'Europe, depuis le Portugal jusqu'au nord de l'Écosse. Toutes les îles de cette bande sont des ruines, autrefois rattachées au continent, et dont l'isolement a été facilité par les crevasses et les mouvements tectoniques dont la formation de l'Atlantique nord a dû être accompagnée. Presque partout, la faible profondeur des détroits qui séparent ces îles de

la terre ferme pourrait, à la rigueur, être expliquée par le jeu exclusif de l'érosion. Cependant il serait téméraire de prétendre que le déplacement du niveau de la mer n'y ait pas en partie contribué; car, sur plus d'un point la réalité de ce déplacement, du moins dans une mesure restreinte, ne peut pas faire de doute.

Détails divers sur les falaises. — Quand les matériaux d'une falaise présentent, du haut en bas, la même compacité, l'escarpement a son pied peu encombré de matériaux, les blocs tombant en quelque sorte un à un et pouvant être rapidement débités par la vague. Mais si des formations meubles, argileuses par exemple, constituent la partie supérieure d'une falaise, elles sont exposées à des glissements en masse qui accumulent, tout d'un coup, une grande quantité d'éboulis au pied de l'escarpement. Ainsi, près de la Hève, l'eau qui circule à travers les fentes nombreuses du couronnement crayeux délaye les sables et argiles sous-jacents, et ceux-ci, glissant sur les calcaires jurassiques, entraînent toute une bande de terrain qui, tombant par paquets énormes, vient former une *basse falaise* en avant de l'escarpement principal. La mer met plusieurs années à débiter ce placage, avant de pouvoir reprendre l'attaque directe de la falaise. Plus fréquents et localisés, mais aussi plus faciles à emporter, sont les éboulements argileux de la falaise des Vaches-Noires, dans le Calvados.

Certaines falaises, comme celles de la Normandie, sont exposées à perdre annuellement une bande de 20 à 30 centimètres de largeur. En reculant ainsi, leur crête entame tour à tour les divers ravinements dont la surface du plateau est accidentée. Si ces ravinements, œuvre de l'érosion pluviale, sont inclinés vers la mer, il en résulte des couloirs à pente rapide ou *valleuses*, qui permettent l'escalade de la falaise. Mais quelquefois le progrès du recul amène la crête à traverser des vallonnements inclinés en sens inverse, et allant aboutir à quelque rivière voisine. Il en peut encore résulter, avec un abaissement de la crête en ce point, la formation d'une petite anse, l'érosion ayant plus de facilité à accomplir son œuvre là où la tranche à débiter est moins épaisse.

La hauteur d'une falaise est généralement de quelques dizaines de mètres et en atteint très rarement 150. Cela se comprend; car supposons un pays qui plonge sous la mer avec une inclinaison de 20 pour 100, chiffre considérable, puisque la plus forte déclivité de la côte de Ligurie, entre Vintimille et Port-Maurice, est à peine supérieure à 10 pour 100. Une falaise de 150 mètres supposerait une plate-forme littorale de plus de 700 mètres de largeur.

Sur cette distance, l'action érosive des vagues serait le plus souvent amortie.

Débouché des vallées. Estuaires. — Le propre de tous les accidents de détail qui ont été décrits, et par lesquels peut se trouver interrompu le tracé généralement linéaire d'une falaise, est que nulle part les anses, criques, baies ou autres échancrures, dues à la seule érosion marine, n'ont une profondeur appréciable. Cela se comprend, puisque l'action mécanique des vagues cesse d'être efficace à partir de 10 ou 12 mètres de fond.

De même, si un cours d'eau ordinaire débouche à la côte, son action propre cessant à la rencontre du niveau de base, l'échancrure résultante ne peut non plus descendre au-dessous du niveau de la basse mer. Il en est autrement pour un cours d'eau important, qui non seulement amène une masse d'eau notable, animée d'une certaine vitesse, mais que la marée est susceptible de remonter jusqu'à une grande distance en amont, apportant un volume d'eau qui souvent est égal à cinquante fois le débit normal du fleuve. Dans ce cas, les courants ascendants ou descendants maintiennent une profondeur d'eau appréciable dans le chenal, qui devient un *estuaire*. Tels sont ceux de la Tamise, de la Seine, de la Loire, de la Gironde, etc. Encore faut-il, pour certains estuaires, faire la part d'un mouvement qui a partiellement submergé une ancienne embouchure. Cela paraît être le cas de la Seine, où l'on voit, en amont du Havre, des traces des anciens méandres que décrivait le fleuve, et qui ont été en grande partie mangés par l'invasion de la mer.

La profondeur des estuaires normaux dépasse rarement 20 ou 30 mètres. Encore ne se maintient-elle que dans les chenaux qui correspondent au flot montant ainsi qu'au flot descendant. Partout ailleurs les troubles apportés par le fleuve, et ceux que la marée montante y amène du large, s'élèvent jusqu'au voisinage de la surface, et encombrent la plus grande partie de l'estuaire, mais seulement au-dessous du niveau de la haute mer.

Cas d'un rivage hétérogène et vallonné. — Un pays hétérogène, formé de bandes successives, qui diffèrent par leur relief et par leur dureté, offrira des conditions particulières à l'attaque des vagues, s'il se trouve que le rivage soit transversal à la direction générale des bandes parallèles. En effet, d'une part, les zones tendres ont déjà bien des chances d'être parcourues suivant leur longueur par des cours d'eau, qui échancrent le littoral, et d'autre part, l'inégale destruction des bandes de roches dures est de nature

à engendrer des promontoires et des chaînes d'îles, de part et d'autre des dépressions qui correspondent aux terrains moins résistants.

C'est de cette façon que l'extrémité orientale de la Bretagne se montre si particulièrement découpée, entre les deux bandes extrêmes de schistes cristallins durs qui forment, l'une le promontoire au nord de la pointe Saint-Mathieu, prolongé par l'île d'Ouessant, l'autre la pointe du Raz avec les îles de Sein. Entre les deux, la bande de quartzite des Montagnes-Noires a servi d'appui à la presqu'île de Crozon, tandis que l'Aune établissait son lit dans les schistes tendres du carboniférien.

Ces profondes échancrures, entièrement déterminées par la structure rubanée de la Bretagne, font contraste avec l'allure beaucoup plus régulière des côtes nord et sud, qui sont à peu près parallèles à la direction des plis. De même la côte espagnole, depuis la Bidassoa jusqu'à Gijon, est parallèle à la direction des couches relevées par le soulèvement des monts Cantabriques, ce qui fait qu'il ne s'y est pas formé de cours d'eau transversaux. Aussi le rivage, presque partout entaillé dans la même nature de roches, est-il exempt d'échancrures. Au contraire, entre Gijon et l'embouchure du Minho, des terrains différents viennent tour à tour buter contre le littoral, tantôt déprimés et vallonnés, tantôt restés en saillie. Dès lors la côte est accidentée de nombreuses découpures, d'autant mieux qu'ici les vents dominants lancent les vagues droit contre la direction du littoral.

Appréciation du travail de l'érosion marine. — Lorsque l'érosion marine a disposé d'un temps assez long pour imprimer à une côte très hétérogène un recul notable, il est des cas où il peut être assez difficile de se représenter ce que devait être l'état de choses initial. En effet, ce sont des différences locales de dureté qui ont préservé les îles et îlots demeurés en avant du littoral et depuis lors très morcelés. Le dessin superficiel qui résulte, au moment considéré, de la ligne de rencontre de la terre avec la mer, peut alors ne plus offrir qu'un rapport très éloigné avec la structure originelle de la côte.

Dans ce cas, on peut se servir avec avantage d'un critérium indiqué par M. Vidal de la Blache[1]. Si l'on examine une carte hydrographique détaillée de la côte du Cotentin, on remarque que, jusqu'à 10 mètres de profondeur, les courbes bathymétriques ont

1. *Annales de Géographie*, IVe année (1895), p. 375.

une allure tourmentée et indécise, tandis que, pour les fonds de plus de 20 mètres, elles se succèdent de plus en plus régulièrement à mesure qu'on descend. Il est donc naturel de regarder les inégalités de la plate-forme immergée à moins de 20 mètres comme la marque du travail variable de l'érosion superficielle, et de prendre la courbe qui limite cette plate-forme (fig. 113) comme celle qui exprime le mieux le contour submergé de l'ancien continent. Alors, au lieu du tracé presque rectiligne de la côte du Cotentin, tracé qui ne paraît offrir aucun rapport avec la structure habituelle

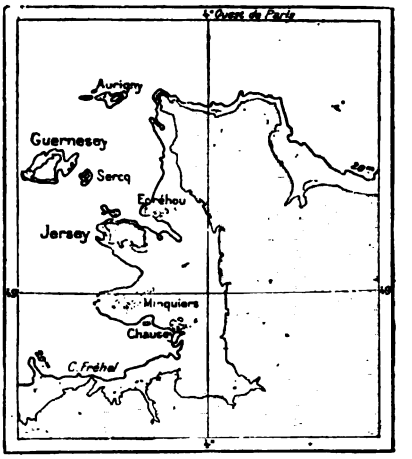

Fig. 113. — La côte du Cotentin, d'après M. Vidal de la Blache.

du massif armoricain, on voit les écueils et les îles se souder ensemble pour former des promontoires, entre lesquels se creusent des golfes, rattachés à des échancrures à peine discernables de la falaise actuelle, et le tout accuse, suivant l'expression de M. Vidal de la Blache, « un air de parenté avec la Bretagne ».

Ce même critérium peut être appliqué, selon les cas, pour des profondeurs très différentes. Mais quand il faut aller chercher l'allure régulière des courbes successives par beaucoup plus de 20 mètres de fond, on est en droit de penser qu'il a dû y avoir un changement dans le niveau de la mer, car l'érosion normale descend rarement plus bas.

Vallées submergées. Sillons de fracture. — D'après ce qui vient d'être dit, l'activité propre de la mer est d'ordinaire impuissante à creuser, perpendiculairement à une côte, des sillons d'une profondeur notablement supérieure à 20 mètres. Des courants rapides peu-

vent opérer un creusement jusqu'à 100 mètres; mais alors ils agissent *parallèlement à la côte*. Toutes les fois donc qu'on rencontrera, sur un rivage, des échancrures dépassant la proportion indiquée, et se prolongeant en mer sous la forme de sillons immergés, on peut affirmer qu'il s'agit de vallées, autrefois creusées à l'air libre par les eaux courantes, et depuis lors submergées par suite d'un déplacement positif du niveau de base. Ce phénomène est fréquent sur la côte septentrionale de la Bretagne. Ainsi la rivière de Portrieux se poursuit au large, sous la forme d'un sillon de 9 kilomètres de long, dont les parois sont de rocher, et dont le fond est recouvert par 35 mètres d'eau.

Les types de rivières submergées sont nombreux, et méritent d'être analysés suivant les conditions probables de leur genèse. Nous allons passer en revue les principaux. Mais auparavant nous tenons à signaler une distinction qui s'impose. Pour qu'on ait affaire à une vallée submergée, il ne suffit pas qu'un sillon défini se prolonge sous la mer, et que l'allure des courbes sous-marines trahisse une sorte de thalweg. C'est ainsi que l'estuaire du Congo se prolonge en mer sur une grande distance. A l'embouchure même, le creux produit a 609 mètres de profondeur et 5500 mètres de largeur. A 65 kilomètres de la côte, point où cesse l'échancrure et où commence la brusque déclivité de l'Atlantique, le creux a 1047 mètres de profondeur pour 11 kilomètres de largeur[1]. Or si l'on songe qu'à 40 kilomètres en amont de l'embouchure, le fleuve du Congo a déjà 275 mètres de profondeur; si de plus on réfléchit qu'au lieu de signes de submersion, le continent africain offre au contraire des indices d'émersion, il paraîtra évident que le sillon sous-marin du Congo n'est pas un estuaire envahi par la mer, mais bien le résultat d'une grande dislocation, par laquelle le bassin inférieur a trouvé un écoulement maritime.

Cette réserve posée, nous revenons à l'étude des structures auxquelles l'explication qui vient d'être donnée ne convient pas.

Rias. — Il est des côtes relativement escarpées qui offrent un genre particulier d'échancrures, dont le type se trouve en Espagne, sur le littoral de la Galice, où on les connaît sous le nom de *rias*, que M. de Richthofen a introduit dans la terminologie géographique.

Ce sont des baies entaillées dans la terre ferme sur 10 à 20 kilomètres, au plus sur 50, qui ne se ramifient pas sensiblement dans

1. Buchanan, *Scott. geog. Mag.*, III, 1887, p. 247.

les terres, et dont la largeur, ainsi que la profondeur, vont en augmentant régulièrement dans la direction de la pleine mer, de sorte que la forme générale, en plan, est celle d'un coin. La profondeur à l'entrée est rarement de plus de 100 mètres, ordinairement voisine de 40 à 60, et le thalweg se prolonge un peu sous la mer avec une très faible inclinaison (3 à 7 minutes de degré). Les baies de Vigo, de la Corogne, du Ferrol, en sont les meilleurs exemples. De petits cours d'eau débouchent au fond de ces baies, où la plage prolonge exactement le sol alluvial. Mais la puissance de ces rivières est tout à fait hors de proportion avec l'importance de ces sortes d'estuaires et surtout avec la profondeur qu'ils affectent. On échappe donc difficilement à l'idée que ce doivent être d'anciennes vallées torrentielles et courtes, partiellement submergées par suite d'un déplacement positif du niveau de base. C'est surtout sur les côtes granitiques, comme celles de la Bretagne, que ces découpures abondent, et on peut l'attribuer à ce que l'inégalité de résistance des différentes veines du granite et des roches associées est propre à y faire naître des sillons d'érosion plus nombreux et mieux accusés que dans d'autres terrains durs.

Les rias exigeant l'existence préalable d'une vallée, ce genre de formes se développe mal sur les côtes dont la direction est parallèle à celle des terrains redressés. En revanche, les sillons se creusent aisément quand les plis sont tranchés à angle droit par le littoral. C'est la raison pour laquelle les rias abondent sur la côte de Galice, tandis qu'ils sont moins nets à l'est du cap de Peñas.

Notons aussi que les véritables rias s'observent seulement le long des mers à marées notables : ce qui prouve que l'invasion répétée du flot montant, si elle ne crée pas ces sillons, contribue du moins à les maintenir ouverts.

Il convient de rapprocher des rias, comme accusant aussi un mouvement positif du niveau de base, deux autres modes d'échancrure des côtes, que M. Penck décrit sous les noms de *calas* et de *scherm*[1], et auxquels on peut assimiler les *calanques* de la côte provençale, notamment celles qui accidentent le rivage du massif calcaire entre Marseille et Cassis. Les *calas* des îles Baléares forment de petites anses très rapprochées, pénétrant seulement d'un kilomètre environ dans une terre de relief notable, et profondes au

1. *Morphologie*, II, p. 568.

plus de 20 mètres. Ce peut être l'effet de la submersion partielle d'un versant parcouru seulement par des ravins torrentiels; les *scherm* de la mer Rouge sont des échancrures plus étroites, plus espacées, qui pénètrent perpendiculairement à la côte dans le plateau de l'Arabie, où elles sont brusquement tronquées à l'amont. Là aussi il y aurait eu submersion de vallées, mais au bord d'un plateau peu modelé à cause de la grande sécheresse du climat.

Fjords. — Si les rias paraissent accuser une submersion, le fait est encore plus incontestable pour les *fjords*. Ce sont des échancrures étroites, aux flancs escarpés, pouvant s'avancer dans les terres jusqu'à plus de 100 kilomètres, et s'y ramifier de mille manières. D'un fjord à l'autre s'étendent des dépressions transversales qui font naître des cols dans la crête séparative. La submersion des moins élevés de ces cols (*eide* de Norvège) engendre les détroits par lesquels deux fjords voisins peuvent communiquer, et qui isolent des îles du continent, en créant des lignes intérieures de navigation, bien connues en Norvège ainsi qu'en Patagonie.

La profondeur des fjords est souvent considérable, dépassant parfois 200 et même 300 mètres. Il y en a qui, pour un petit nombre de kilomètres de largeur, ont jusqu'à 1000 mètres d'eau sur leur fond. La sonde accuse 1224 mètres à l'entrée du Sognefjord, et descend jusqu'à 550 mètres dans le Hardangerfjord.

Du reste, le fond est d'ordinaire très loin de plonger d'une façon régulière, et plusieurs fjords sont sensiblement plus profonds en leur milieu qu'au débouché sous la mer. Tous d'ailleurs se prolongent au large par des vallées sous-marines, tandis qu'en amont les vallées qui s'y déversent abondent en lacs échelonnés.

Ce ne sont donc pas seulement des vallées submergées. Parmi les seuils sous-marins qui les séparent en cuvettes distinctes, les uns sont des accumulations morainiques, attestant l'existence d'anciens glaciers; d'autres sont rocheux et font penser aux effondrements qui ont fait naître les lacs de la bordure alpine [1]; supposition d'autant plus admissible pour les fjords de Norvège, qu'ils accidentent le revers escarpé d'un haut massif montagneux, et qu'une fosse sous-marine, profonde et étroite, sépare le bord de la montagne du fond plat de la mer du Nord. De plus, cette mer n'a généralement pas de fonds supérieurs à 200 mètres, alors

1. Voir plus haut, p. 179.

que, dans certains fjords qui y débouchent, on a mesuré jusqu'à 1342 mètres. De même, les *lochs* d'Écosse et d'Irlande, dont les profondeurs vont à 140 et 180 mètres, débouchent dans une zone littorale où il n'y a que de 50 à 80 mètres d'eau [1]. Ainsi l'influence tectonique a dû se combiner avec le mouvement de submersion pour engendrer ces échancrures, en formant de véritables ombilics. Mais les glaciers, qui certainement les ont toutes occupées, ont aussi joué un rôle important dans leur conservation, d'abord en éliminant tous les matériaux meubles qui en auraient plus tard opéré le comblement, ensuite en s'y maintenant durant une période

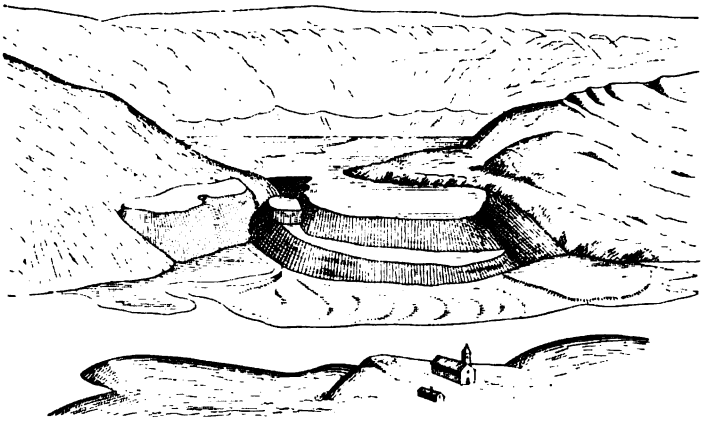

Fig. 114. — Les Terrasses de l'Altenfjord.

de submersion plus considérable, au cours de laquelle l'érosion pluviale n'a pas pu s'employer à en dégrader les parois.

On comprend de cette façon que le phénomène des vrais fjords soit exclusivement propre aux contrées voisines des cercles polaires, où non seulement les grands glaciers, mais les mouvements du sol concomitants de leurs oscillations, ont été plus développés que partout ailleurs. Une preuve de ces mouvements en sens contraires est attestée par les *lignes de plages* (*strandlinien*) et les *terrasses* littorales marines (fig. 114) échelonnées sur les flancs extérieurs de beaucoup de fjords norvégiens, où ces terrasses ont de 20 à 50 mètres de largeur.

Détails divers sur les fjords. — Le Sognefjord, le plus long de tous, a 180 kilomètres, pour une largeur moyenne de 4800 mètres. Le Sorfjord, long de 38 kil., 6, a une largeur variable entre 600

1. Dinse, *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin, 1894.

et 1800 mètres [1]. Il en est de même des *inlets* ou fjords de la Colombie, qui, pour des longueurs de 62 à 82 kilomètres, ont une largeur de 2000 à 3000 mètres.

Ce qui caractérise surtout la partie immédiatement visible des fjords, c'est la raideur des versants (fig. 117, p. 277). Quelquefois les parois sont verticales, par moments même surplombantes, et s'élèvent d'un jet jusqu'à 700 ou 800 mètres.

Mais d'ordinaire, la plus forte inclinaison ne dépasse guère 53 à 54 degrés, et le maximum se tient plus souvent entre 30 et 40.

Ces versants émergés sont d'ailleurs continus avec les parois

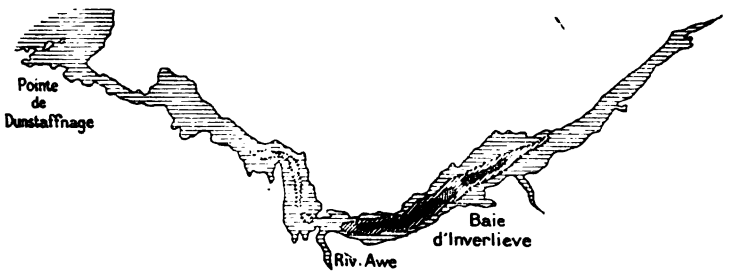

Fig. 115. — Plan du Loch Etive.

sous-marines, pour lesquelles on a mesuré les inclinaisons suivantes : au Lysefjord, 37 degrés et demi pour 428 mètres de pro-

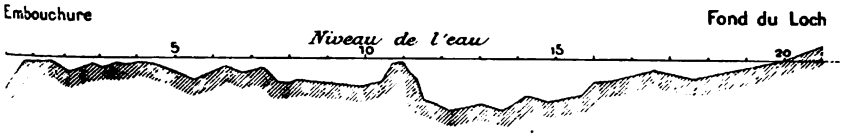

Fig. 116. — Coupe longitudinale du Loch Etive.

fondeur; au Hardangerfjord, 25 degrés pour 800 mètres; au Sognefjord, de 28 à 34 degrés [2]. Quant au fond, sa section est plate, de sorte que la coupe transversale est celle d'une auge aux flancs raides.

Les figures 115 et 116 font connaître, l'une le dessin avec répartition des profondeurs, l'autre la coupe longitudinale, d'un fjord d'Écosse, le loch Etive. On voit que ce loch est constitué par une série de bassins que séparent des seuils. La profondeur des premiers varie entre 22 et 139 mètres, et sur les seuils il reste de 6 à 117 mètres d'eau.

1. Dinse, *op. cit.* — 2. Dinse, *op. cit.*

Il y a du reste une différence sensible entre les fjords de Norvège et les lacs d'Écosse. En effet les vallées qui aboutissent aux premiers sont des chapelets de cavités lacustres, parfois très profondes, qui servent de purificateurs pour les eaux et empêchent le comblement des fjords. Il n'en est pas de même en Écosse, non plus que pour les *loughs* irlandais et les découpures de la côte du Maine en Amérique. Aussi ces échancrures se comblent-elles assez rapidement. En 1862, le fjord Robin Hood Cove avait des bassins de 48 mètres de profondeur; aujourd'hui on n'y mesure pas plus de 2 mètres de fond. Dans la même période, le détroit-fjord du Back River a perdu plus de 50 mètres de profondeur. Le Sligo Harbour d'Irlande était autrefois un fjord typique, long de 11 kilomètres, large de 500 à 2500 mètres, et assez profond. Aujourd'hui, sauf un seul chenal étroit, tout est à 1 m. 50 ou 2 mètres au-dessus de la basse mer [1].

Ainsi d'abondantes précipitations atmosphériques, en activant le travail d'une érosion dont les produits ne s'emmagasinent pas dans des lacs, entraîne la rapide disparition des fjords. C'est ainsi qu'ont dû se combler les étroites et sinueuses vallées à fond plat qui débouchent sur la côte occidentale du pays de Galles.

Éléments tectoniques des fjords. Action glaciaire. Types subordonnés. — Dans tout ce qui précède, nous avons cru devoir, à l'exemple de MM. de Richthofen et Dinse, restreindre la dénomination de *fjords*, dont on a souvent fait le plus grand abus, l'appliquant à toutes les découpures profondes des côtes. En conservant cette signification limitée, qui implique à la fois une grande longueur, des parois raides et un fond partagé en cuvettes inégales, nous pouvons ajouter quelques autres particularités. D'abord les vrais fjords vont toujours par séries et accompagnent les côtes montagneuses. Ensuite un parallélisme évident se manifeste (fig. 118, p. 279), non dans la direction générale des fjords eux-mêmes, mais dans celle des nombreux éléments entre lesquels ces découpures se décomposent tout naturellement.

Aussi peut-on dire que deux influences éclatent surtout dans les fjords : l'influence tectonique, c'est-à-dire la dislocation qui a morcelé la côte, et l'action glaciaire qui a préservé ces échancrures, en même temps qu'elle a dû causer en partie leur submersion, par l'abaissement infligé à la contrée (peut-être à cause de la contrac-

1. Dinse, *op. cit.*

Fig. 117. — Le Hardangerfjord (d'après une photographie de la maison Valentine and Sons à Dundee).

tion du territoire refroidi par la glace, et insuffisamment réchauffé depuis sa disparition).

D'après cela, c'est la mer elle-même qui paraît avoir le moins de part à la formation de cette structure, qu'elle se contente d'accuser en envahissant les creux produits.

Quand des causes analogues à celles qui produisaient les vrais fjords ont agi sur des rivages peu élevés, quoique appartenant toujours à d'anciens plateaux, la forme des échancrures se modifie. Les *fjärd* de Suède, golfes fermés à éléments non parallèles, et les *schären* de Finlande, qui se résolvent en un enchevêtrement com-

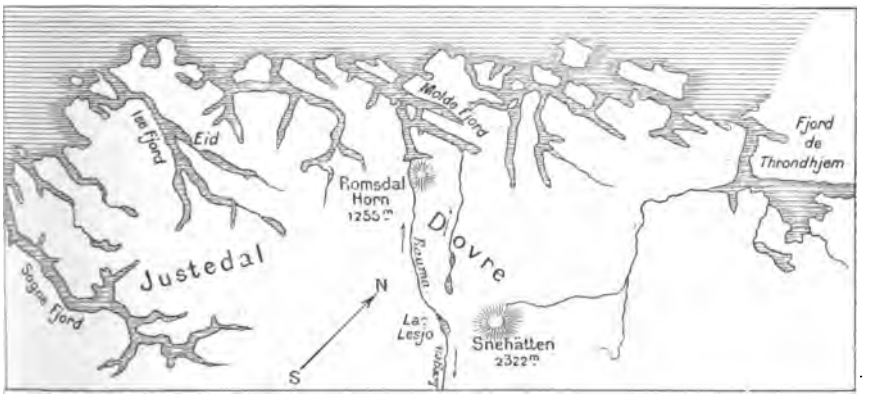

Fig. 118. — Fragment de la côte norvégienne.

plet de baies, de falaises et d'îles, peuvent être considérés comme répondant à ce cas particulier.

On vient de voir que les fjords proprement dits trahissent par leur allure des dislocations qui tendaient à morceler un territoire de grande altitude. Si ce morcellement s'est exercé sur une plus vaste échelle, mais dans des pays pourvus d'un moindre relief, on obtient les archipels extrêmement découpés des terres circumpolaires, avec leurs détroits ou *sunds* (*sounds*), larges de 40 à 50 kilomètres et profonds de 360 mètres au plus. Ici comme en Scandinavie, l'effort de dislocation a porté sur des districts de terrains très anciennement consolidés, qui ne paraissent plus aujourd'hui susceptibles de plissement.

Rivages du type dalmate. — L'effet sera tout différent s'il s'agit d'une région disloquée par des fractures ou de brusques *flexures*, et, par surcroît, formée de calcaires compacts de grande épaisseur. Ce cas est celui de la côte orientale de l'Adriatique, où le morcel-

lement des Alpes dinariques a fait naître un type particulier de côtes découpées, qu'on a justement qualifié de *type dalmate*. La mer y pénètre profondément, soit dans les synclinaux, soit dans les cassures, en donnant naissance à des golfes très étroits et encaissés (fig. 119), mais qu'on aurait grand tort de qualifier de fjords; car ils ne serpentent pas à de grandes distances au milieu du massif, s'élargissant assez progressivement de l'amont à l'aval, et offrent dans la distribution des profondeurs une régularité qu'on ne trouve jamais dans les fjords. D'anciennes dolines, rencontrées par les cassures, peuvent provoquer des élargissements des golfes, et si le débouché marin de ces cavités d'effondrement vient à être

Fig. 119. — Fragment de la côte de Dalmatie.
Les zones de profondeur sont indiquées par des hachures de moins en moins espacées.

obstrué par des alluvions, elles se transformeront en lacs salés. Ce sont, au moins pour partie, les *relikten seen* ou *lacs résiduels* de M. Peschel, au nombre desquels on doit ranger le lac de Scutari d'Albanie.

Les cassures le long desquelles se sont faits les glissements de paquets disloqués se révèlent quelquefois de la manière la plus nette par de hautes falaises, comme celle de l'Ombla près de Raguse (fig. 120). Un escarpement vertical d'environ 200 mètres y forme un premier gradin, précédant une falaise intérieure d'égale hauteur. Du pied du premier s'échappe une source puissante, qui se déverse directement dans la mer.

Remarquons seulement, avec M. de Richthofen[1], que la netteté des découpures de la côte dalmate tient surtout à ce que la mer qui les baigne, dépourvue de marées, n'exerce qu'un très faible effort

1. *Führer für Forschungsreisende*, p. 308.

d'érosion. Sur les rivages de l'océan Atlantique, de telles structures apparaîtraient avec beaucoup moins de netteté.

Côtes d'effondrement. — Dans les échancrures de la côte dalmate, les dislocations qui ont déterminé le modelé du rivage étaient concordantes avec l'allure préalable du terrain. Mais cette concordance fait le plus souvent défaut, et alors apparaissent

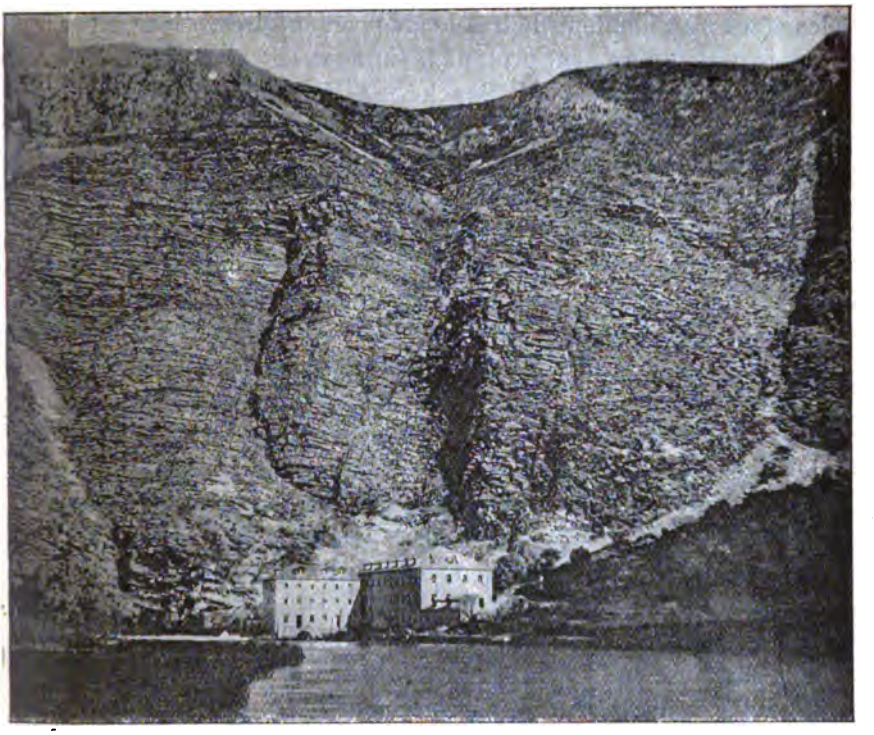

Fig. 120. — La falaise de l'Ombla, près de Raguse.

d'autres types de côtes, dont la Méditerranée nous offre de bons exemples.

Cette mer, dans sa forme actuelle, résulte d'une série d'effondrements, qui ont fait tomber au-dessous du niveau de la mer des compartiments plus ou moins étendus de la terre ferme. Bien des fois la rupture s'est produite suivant des fractures légèrement arquées, dont le côté interne s'est affaissé, tandis que le massif resté en place dessine le bord d'une cuvette submergée (*kesselbruch* des auteurs allemands). C'est ainsi que, de Gibraltar à l'extrémité de la Catalogne, la côte d'Espagne se compose de quatre arcs concaves successifs, à faible courbure, qui marquent la limite occi-

dentale des cuves d'effondrement. La même chose a lieu de Naples à l'Etna par la Calabre, et ici, mieux encore que dans le cas précédent, tout le bord externe de la cassure est jalonné par des appareils volcaniques.

Quand ces phénomènes de cassure et d'effondrement atteignent leur plus haut degré de complication, sans doute parce qu'ils affectent des terrains offrant eux-mêmes une structure moins simple, les côtes s'accidentent de très longs promontoires, séparés par des golfes particulièrement profonds. Ce sont les *côtes à grands lobes* ou *gelappten küsten* de M. Penck[1]. Le Péloponèse, avec ses trois golfes de Nauplie, de Marathonisi et de Coron ; la péninsule Chalcidique, qui étend dans la mer Égée comme une main à trois doigts, dont l'un porte le mont Athos; enfin l'île de Célèbes, avec son curieux aspect de roue sans jante, à quatre rayons proéminents et contournés, offrent les plus remarquables exemples de cette structure.

Les golfes, d'ordinaire plus longs que larges, ont jusqu'à 2000 mètres de profondeur et en moyenne on y mesure plus de 500 mètres d'eau. Parfois ils aboutissent, à plusieurs ensemble, sur un même petit bras de mer, qui sépare les promontoires d'une île située en avant. Tels sont les *nadas* du Japon, ce pays où les cassures qui ont déterminé le morcellement de l'archipel sont si nettes et si bien marquées par des volcans actifs.

Du reste, partout où règnent de telles structures, si caractéristiques de dislocations violentes et récentes, la fréquence des tremblements de terre démontre à quel point l'équilibre de ces parties de l'écorce est encore incertain.

Question des plaines d'abrasion marine. — Lorsqu'un rivage taillé en falaise subit un déplacement positif, la formation de la falaise doit être entravée; car la mer pénètre dans les vallées, et c'est une côte découpée, à la façon des rias ou des fjords, qui se substitue à la côte primitive. Si au contraire le mouvement est négatif, la plate-forme littorale émerge et devient une protection pour la côte située en arrière, à cause de la diminution qu'elle inflige à la puissance des vagues. Il suit de là que, en dehors des cas où le déplacement du niveau de base se ferait juste avec la même vitesse que l'attaque du rivage, une côte en falaise continue n'a de chance d'exister que là où la terre ferme et la mer gardent la même situation relative[2].

1. *Morphologie*, II, p. 583. — 2. Penck, *Morphologie*, II, p. 556.

Cette considération enlève beaucoup de probabilité à la formation des grandes *plaines d'abrasion* ou de *dénudation marine*, admises par divers auteurs, surtout en Angleterre. Dans cette hypothèse, on considère une falaise qui recule sans cesse, par suite d'une submersion progressive du terrain, tandis que la plate-forme littorale fait des progrès continuels, de sorte qu'à la longue elle se transformerait en une grande plaine sous-marine. Beaucoup de géologues ont cherché à expliquer de cette manière l'aplanissement, d'ailleurs incontestable, de certains pays, tels que l'Ardenne, le Plateau Central (avant l'établissement des volcans) et les plaines crayeuses du nord de la France ou du sud de l'Angleterre.

Il est très possible que les choses se soient passées de cette façon dans quelques cas particuliers. Ainsi M. Barrois a signalé, sur la côte des Asturies, l'existence, entre la mer et la montagne, d'une plate-forme absolument plane, qui se serait constituée par abrasion marine à l'époque miocène. Mais nous doutons que cette explication convienne aux plaines si régulières que dessinent la surface de l'Ardenne et celle du Plateau Central. Il est beaucoup plus simple d'attribuer le résultat à l'érosion subaérienne, dont on sait que l'aplanissement est le terme inévitable. L'action marine ne doit être invoquée en pareil cas que si l'on a des preuves directes de son intervention. C'est justement ce qui manque pour les plaines en question, où la géologie établit que l'aplanissement constaté a été consécutif d'une période continentale prolongée.

Pour l'Ardenne et le Plateau Central, il est certain que la mer les a depuis très longtemps abandonnés. Tout au plus pourrait-on être tenté de faire appel à l'abrasion marine pour rendre compte de la surface remarquablement plane, parfois même presque polie, que présentent dans le Boulonnais, à leur contact avec le terrain jurassique, les couches primaires disloquées; car la couverture de dépôts secondaires qu'elles portent atteste le retour de la mer, après une longue émersion. Or, comme par un fait exprès, entre les calcaires marins du jurassique et leur socle primaire, se montrent des sables et argiles à lignites, qui n'ont pu se former que dans des estuaires tranquilles. Le mouvement de transgression a été si lent, que la mer, dans son retour, a respecté ces couches essentiellement meubles. Ce n'est donc pas elle qui a produit l'aplanissement de leur support.

Côtes plates. — Lorsque l'inclinaison du terrain aboutissant à la mer est moindre que celle de la plage immergée, la vague ne

peut plus attaquer le rivage. Au contraire, elle y rejette, sous la forme d'un *cordon littoral*, les graviers, sables et limons que le courant longeant la côte peut charrier. Cette provision de matériaux fait d'autant moins défaut qu'une côte très plate est le plus souvent formée par une plaine alluviale, due aux anciens débordements d'une rivière. Le cas d'une pénéplaine aboutissant directement à la mer est fort rare, et en France on n'en pourrait guère citer d'autre exemple que celui de la côte plate de la Vendée auprès des Sables-d'Olonne. Le plus souvent donc, les fleuves arrosant la côte plate apportent des alluvions, dont les courants marins s'emparent, formant le long de la côte des traînées régulières, qui poursuivent leur route sans avoir égard aux sinuosités du rivage, si celui-ci en présente. Ainsi le long de la Hollande, on estime qu'il circule sur le fond de la mer, au moment du flot, jusqu'à 50 ou 60 kilogrammes de sables et de vase par mètre cube d'eau, ce qui représente la charge d'un fleuve de montagnes en crue[1].

Les courants littoraux contribuent par eux-mêmes, en dehors de la charge qu'ils portent, à la régularisation du contour des rivages. En effet, ils évitent les parties concaves, lesquelles deviennent des régions tranquilles, et se serrant contre les promontoires, ils les rongent en donnant à la côte, en ces points, un tracé convexe. Peu à peu les conditions se rapprochent de celles d'un contour d'équilibre, d'autant mieux que plus les rivages se simplifient, et plus le dépôt des matériaux charriés par le courant intervient efficacement pour activer cette régularisation. En effet, c'est avec ces matériaux que les vagues édifient le cordon littoral, et comme leur force s'amortit à la moindre anfractuosité, le cordon n'atteint pas le fond des anses. Il se dépose à leur entrée, à partir des promontoires qui les limitent, sous la forme de levées qui tendent à se rejoindre et finiront un jour par y parvenir, rectifiant toutes les inégalités du tracé primitif. L'ampleur de cette barrière s'accroît d'ailleurs des *dunes*, parfois très hautes, que le vent ne peut manquer d'y superposer, en soulevant le sable de plage que les rayons du soleil ont desséché et rendu incohérent à l'heure de la marée basse. Aussi le cordon littoral finit-il par former une digue, séparant de la mer, tantôt des *lagunes* qui communiquent encore avec elle par quelque ouverture, tantôt de vrais lacs isolés (*haff*) qui, dans les climats humides, cessent bientôt d'être salés et se comblent par l'apport du ruissellement.

1. Penck, *Morphologie*, II, p. 480.

Ces lagunes ou ces étangs, appartenant à une côte plate, ont toujours une faible profondeur, 10 mètres au plus. Souvent, plusieurs étangs communiquent les uns avec les autres par un chapelet de cours d'eau parallèles au cordon littoral. C'est le cas pour les landes de Gascogne. De la même façon, un certain nombre de lagunes maritimes peuvent se trouver reliées ensemble et constituer une ligne de navigation intérieure, soustraite aux agitations de l'océan.

Régime variable des côtes plates. — Les conditions des côtes plates peuvent être fort différentes, suivant le régime de la mer qui les baigne et l'importance des fleuves qui viennent y déboucher.

Si la marée est forte, le cordon littoral est souvent rompu, et la mer, au moins dans les grandes marées, prend possession du territoire situé en arrière, en y apportant de la vase. Ainsi se forment des territoires bas et humides, dont la culture peut s'emparer avec profit, en défendant la côte par des digues et en procurant par de nombreux canaux l'assainissement du sol. Ce sont les *wadden* ou *watterringhes*, si développés le long de la mer du Nord, depuis Calais jusqu'au Danemark. En outre, les grands fleuves, chargés de limon, qui aboutissent à cette mer, sont susceptibles d'inonder leur cours inférieur sur de larges étendues. De cette manière naissent, en arrière des wadden, de grandes plaines d'alluvions limoneuses, humides et fertiles, qu'on désigne en Allemagne sous le nom de *Marsch*, c'est-à-dire *Marais*.

Quand la marée est insensible, les dunes maintiennent généralement leur intégrité. Il n'y a plus de territoire inondable en arrière. C'est le cas du rivage allemand de la Baltique, à l'ouest du golfe de Dantzig. Mais, à l'est, la côte prend une direction qui l'expose davantage à l'effort des vents d'ouest; aussi le cordon littoral est-il interrompu par des ouvertures, donnant accès à des lagunes. Comme, d'autre part, la Vistule, qui débouche à Dantzig, vient des Carpathes et est assez chargée de limon, on voit se reconstituer, en arrière de la côte, un marais ou ligne de terres marécageuses[1].

Échancrures des côtes plates. — Nous avons vu que, sur une côte plate, le jeu normal de l'action marine devait tendre à rectifier le contour du rivage. Partout donc où il n'y a pas de marées excessives qui, aidées par les vents, puissent rompre fréquemment

1. Penck, *Das deutsche Reich*, p. 514.

le cordon littoral, si la côte est découpée, c'est que les échancrures existaient au préalable.

C'est ce qu'on peut affirmer, en particulier, des *föhrden* de la côte baltique du Schleswig-Holstein. Ce sont des échancrures étroites, mais très capricieusement ramifiées, qui pénètrent au loin dans la terre et en facilitent l'accès par navires. En même temps ces échancrures, protégées par leur situation contre le vent de mer, participent au régime des lacs, et de beaux bois de hêtres se développent sur leurs bords. Leur analogie avec les chapelets de lacs de la Poméranie montre qu'il s'agit d'une bande d'anciens lacs morainiques, que la mer a partiellement envahie par suite d'un léger affaissement du sol[1].

D'une autre nature sont les *bodden* ou côtes échancrées, avec un grand nombre d'îles disséminées en face, qu'on observe entre le Mecklembourg et l'Oder. Là aussi les hêtres arrivent jusqu'à la côte; mais la roche solide apparaît parfois sur le rivage; ainsi la craie dans les falaises de Rügen. En arrière, il y a mélange presque intime des lacs d'eau douce et des golfes marins ramifiés, en même temps que le relief est très capricieux. Il s'agit là d'un morcellement tectonique, tout à fait analogue à celui des détroits danois, et par lequel a été rompu le pont qui unissait l'Allemagne du Nord à la Scandinavie.

Deltas, limans. — Si, dans les mers à marées sensibles, les grands cours d'eau forment généralement des estuaires, ce sont des *deltas* qui prennent naissance aux embouchures, soit dans les mers sans marées, comme la Méditerranée, soit dans les parages où un fleuve très puissant, tel que le Gange, amène en temps de crues une quantité de troubles que la vague est impuissante à disperser.

L'estuaire commence par se combler, sous la protection du cordon littoral qui n'a pu manquer de s'établir en travers. Puis le fleuve parvient à pousser ses sédiments au delà du cordon, les déposant sur ses bords en forme de digues instables, que les divagations de la branche principale étendent à droite et à gauche. Ainsi les sédiments arrivent à conquérir sur la mer un territoire auquel une végétation spontanée donne bientôt assez de fixité.

L'exemple du Nil, du Pô, du Rhône, du Danube, prouve que les deltas se forment de préférence sur les côtes stables. Une légère tendance à un déplacement positif du niveau de base pourrait faciliter leur formation en amortissant la vitesse du fleuve à

1. Penck, *Das deutsche Reich*, p. 491.

l'embouchure. Au contraire, cette formation serait entravée par un déplacement négatif accentué.

L'irrégularité avec laquelle s'accomplit le dépôt des troubles dans les deltas a souvent pour conséquence la formation de lacs, une portion de l'ancien estuaire se trouvant enfermée entre les alluvions déposées par plusieurs divagations successives du fleuve. Quand ces formations s'étendent, il en peut résulter des *limans*.

Ceux de la Bessarabie sont, pour la plupart, des estuaires isolés de la mer par un cordon littoral que l'homme s'est appliqué à consolider. Mais leur formation peut avoir été plus complexe. Ainsi, quand un estuaire sans profondeur est envahi par la mer à la suite d'un changement de niveau, et que le fleuve n'amène pas assez de sédiments pour en construire un delta, les vagues, surtout dans une mer sans marées, créent à l'entrée de l'estuaire des flèches de sable qui peuvent finir par se rejoindre, laissant en arrière une sorte de lac allongé. M. Sokolow attribue cette origine aux *limans* qui se succèdent, au nombre de 20, entre les bouches du Danube et le Don. Le plus grand, celui du Dniepr, mesure 60 kilomètres de long sur 12 de large.

Lorsqu'un liman se ferme, la faune marine finit par s'éteindre. Dans les limans ouverts, comme ceux du Dniepr, du Boug, du Dniester, il y a diminution progressive de la salure, et extension correspondante de la faune d'eau douce vers l'embouchure. Si les côtes est et sud de la mer Noire sont dépourvues de limans, c'est que la déclivité des rivages y a contrarié la formation des cordons littoraux [1].

Côtes coralliennes. — A tous les types de côtes précédemment énumérés, il faut maintenant en ajouter un, qui dépend d'un facteur absolument nouveau, l'intervention des êtres organisés. Nous voulons parler des constructions coralliennes, que les polypiers et autres organismes similaires édifient dans la zone torride, et qui, appuyées contre un rivage ou s'élevant au-dessus d'un socle immergé à moins de 70 ou 80 mètres de profondeur, se répartissent en *récifs-bordures* ou *frangeants*, *récifs-barrières* et *atolls*.

Ce n'est pas ici le lieu d'indiquer les conditions dans lesquelles se construisent les récifs, ni de montrer comment de simples *brisants*, immergés à haute mer, finissent par constituer des îles où la végétation peut s'implanter. Ce qu'il importe de dire, c'est que les récifs, pour la prospérité desquels le choc violent des vagues semble être

1. Sokolow, *Mém. Comité géol. russe*, X.

une condition nécessaire, contribuent d'une façon très efficace à la préservation d'îlots qui, sans cette ceinture protectrice, seraient voués à une rapide destruction. Cette circonstance est surtout remarquable dans le Pacifique, où les îlots de la Polynésie sont d'origine volcanique.

Ce qui est tout à fait remarquable dans les récifs coralliens, c'est qu'ils font face à la haute mer par une paroi très abrupte, offrant des inclinaisons capables de s'élever à 60 ou 70 degrés. Parfois même cette paroi forme, comme à l'île Clermont-Tonnerre, un mur vertical de 400 mètres de haut. Si l'on songe que les constructions coralliennes, aujourd'hui reléguées dans la zone torride, ont pu, jusqu'au milieu de l'époque secondaire, prospérer sous presque toutes les latitudes, on comprendra l'influence considérable que ce facteur a dû exercer autrefois : d'abord sur l'érosion marine, qu'il combattait avec efficacité; ensuite sur le relief du fond des mers; enfin, après émersion, sur le relief de la terre ferme, où ces calcaires compacts étaient destinés à résister mieux que d'autres natures de roches.

Détails statistiques sur les rivages maritimes. — D'après M. Penck [1], la longueur totale des rivages maritimes serait de 261 700 kilomètres, dont 108 300 pour les mers qui pénètrent, comme la Méditerranée, dans l'intérieur des continents. Or ces dernières n'atteignent pas, en superficie, la dixième partie du total des surfaces maritimes. La proportion de la longueur des côtes à la superficie est donc beaucoup plus forte pour les mers intérieures, ce qui s'accorde avec leur mode de formation, où les effondrements, accusés par les grandes échancrures, ont eu une part considérable.

Sur 96 000 kilomètres de côtes découpées (et représentant 37 p. 100 du contour des continents), M. Penck en compte 31 000 qui appartiennent à la catégorie des fjords et 45 000 à celle des rias. 2000 n'offrent que de minimes découpures [2].

L'ensemble des côtes à grands lobes forme, selon le même auteur, 52 000 kilomètres ou 20 p. 100 du contour des continents. De ces 20 p. 100, 13 appartiennent au type des sounds et 7 à celui des grands golfes.

Enfin M. Penck évalue à 77 000 kilomètres le développement des côtes plates à la surface du globe. Cela fait près de 30 p. 100 de l'étendue des rivages terrestres. A part le cas des tempêtes, qui

1. *Morphologie*, I, p. 128. — 2. *Morphologie*, II, p. 580.

parfois entament et ravinent le cordon littoral, sur presque toute cette étendue l'œuvre de l'érosion marine est inférieure en activité à celle des phénomènes de dépôt. De plus, la constitution du cordon littoral détermine un abri, facilitant le colmatage, par les fleuves, des lagunes qui ont pu subsister en arrière. Les côtes mixtes, qui ne sont ni complètement plates ni franchement escarpées (côtes *indifférentes* ou *ausgleichküsten* de M. de Richthofen) forment 35 000 kil., soit 33 p. 100 du total.

En résumé, les rivages qui doivent à peu près exclusivement leur forme à l'érosion marine ne représentent pas beaucoup plus du dixième de la longueur des côtes, tandis qu'il y en a de cinq à six fois autant où se trahissent surtout l'influence des dislocations et celle des changements positifs du niveau de base.

Importance de l'érosion marine. — M. Marchal [1] a évalué à 5 424 000 mètres cubes la quantité de matériaux que l'érosion marine fait perdre chaque année aux 338 kilomètres de côtes qui s'étendent de l'estuaire de la Somme à celui de la Vire, ce qui donnerait à peu près 16 mètres cubes par mètre courant. Les 250 kilomètres de la côte hollandaise, entre Cadzant et Ameland, auraient perdu 1500 kilomètres carrés dans les temps historiques [2], d'où résulte une proportion de 2 à 3 mètres carrés par mètre courant.

En revanche, la côte septentrionale de l'Algérie, malgré la violence des vagues, n'aurait perdu qu'une bande de 10 mètres en 12 siècles, soit 8 millimètres par an.

En résumé, si l'on tient compte de l'énorme étendue des côtes plates, où la mer apporte plus qu'elle n'enlève, il paraîtra certainement exagéré d'appliquer à l'étendue totale des rivages terrestres un taux annuel d'érosion égal au quart de celui qui prévaut pour les rivages de la Manche, soit 4 mètres cubes par mètre courant. Il en résulterait une perte totale de *un kilomètre cube*, c'est-à-dire à peu près *quinze ou vingt fois moins* que le résultat de l'érosion par les eaux pluviales.

1. *Ann. des ponts et chaussées* (3), VII, 1863, p. 177. — 2. Hartog Heys van Zonteveen, *in* Penck, Morphologie, II, p. 488.

QUATORZIÈME LEÇON

RÉSUMÉ GÉNÉRAL DES PÉRIODES GÉOLOGIQUES

Objet de ce résumé. — L'état géographique actuel, en chaque lieu du globe, est la résultante des effets, plus ou moins compliqués, produits par deux ordres de phénomènes : d'abord les influences, génétiques ou tectoniques, qui ont constitué ou modifié le relief structural; ensuite les actions extérieures sous l'empire desquelles s'est poursuivie l'évolution du modelé. L'intelligence des formes de la surface réclame donc la connaissance de ces deux sortes de facteurs, autrement dit une notion suffisante des conditions de genèse de l'écorce terrestre, jointe à une reconstitution, au moins approchée, des états géographiques successifs.

L'histoire de la formation de la croûte du globe est du ressort de la géologie. Nous pourrions nous contenter d'emprunter à cette science l'énumération pure et simple des résultats qu'elle a réussi à mettre en lumière. Mais, d'une part, les notions géologiques sont loin d'être communément répandues, ce qui fait que, pour beaucoup d'esprits, une telle énumération ne serait pas intelligible du premier coup; et, d'autre part, le peu qu'il est nécessaire d'en connaître ici ne saurait que gagner à être encadré dans une sorte d'exposition dogmatique, réduite à ses termes les plus simples.

Sédimentation contemporaine. — A cet égard, il y a tout avantage à partir des phénomènes qui s'accomplissent sous nos yeux. Partout nous voyons les agents d'érosion à l'œuvre, pour débiter la surface terrestre, et en emporter les débris, soit dans les lacs intérieurs des continents, soit dans le grand réservoir de la mer. Si, pour plus de simplicité, nous négligeons le premier ordre de dépôts, considérablement moins important que le second,

nous aurons seulement à nous préoccuper de ce que deviennent les matériaux amenés à la mer par les fleuves, ou arrachés aux rivages par les vagues.

Ces matériaux, pour n'envisager que les principaux, sont de trois sortes : il y a les produits de la trituration des minéraux durs, presque exclusivement *siliceux*, et ne descendant pas, en général, au-dessous d'un certain degré de division, qui en fait des *sables* plus ou moins fins, tandis que, plus près du rivage, dans la zone agitée par les vagues, se déposent des *graviers*, parfois même de gros cailloux ou *galets*. Ensuite viennent les matières fines en suspension, toujours de nature argileuse [1], qui ne se déposent que dans les eaux tranquilles, et engendrent des *vases*. Enfin il faut tenir compte des matières empruntées par dissolution à la terre ferme, et dont la plus importante est le *calcaire* ou *carbonate de chaux*. La quantité de cette substance contenue dans la mer irait toujours en augmentant, si précisément cet excès ne provoquait le développement d'êtres inférieurs, *polypiers*, *protozoaires*, *algues* spéciales, qui fixent le carbonate dans leurs tissus, et engendrent par l'accumulation de leurs dépouilles des masses calcaires, dont la forme la plus connue est celle des récifs de polypiers.

C'est surtout aux sables et argiles que convient la qualification de *sédiments*, parce que les particules descendent au sein de l'eau, conformément aux exigences de la pesanteur, pour trouver le repos sur le fond.

Stratification. Localisation des sédiments. — D'après ce qu'on vient de voir, le fond de la mer se garnit, à la longue, de dépôts, dont la surface supérieure, à tout moment, est très voisine de l'horizontale, et qui sèraient continus si les courants qui les distribuent n'éprouvaient de variations ni dans leur allure, ni dans leur teneur en particules charriées. Mais les changements qui surviennent ont pour effet d'accélérer à de certains moments, de retarder à d'autres, la formation des sédiments. En même temps l'attaque de la terre ferme par les eaux courantes ne fournit pas, à tout instant, les mêmes produits. De cette manière, la sédimentation subit des interruptions, dont chacune se traduit par une moindre cohésion de la masse suivant le plan horizontal correspondant. Ainsi naît la *stratification* des sédiments, c'est-à-dire leur division habituelle en couches superposées. Et cette division devient encore plus nette quand les variations portent sur la nature

1. L'argile est une combinaison de silice, d'alumine et d'eau.

même des matières déposées, de sorte qu'une couche de vase succède à une couche de sable, ou inversement.

Enfin comme le fond de la mer, où ces dépôts s'accumulent lentement, est habité par toutes sortes d'êtres vivants, les dépouilles de ces êtres, après leur mort, restent enfouies dans les sédiments, où leur présence servira à témoigner du caractère de la population organique contemporaine, variable suivant la profondeur des eaux, la constitution du fond, la distance au rivage, la température, les courants, etc.

En chaque point, la nature des dépôts sédimentaires varie en raison de l'origine des détritus amenés à la mer, c'est-à-dire suivant la composition des côtes voisines et celle des territoires drainés par les fleuves. Donc, à un moment donné, le fond des mers se tapisse de matières très diverses, qui ne demeurent homogènes que sur une étendue limitée. Ces placages, caractérisés chacun par l'espèce et le grain de leurs matériaux, constituent autant d'épisodes contemporains. En s'ajoutant, avec le temps, les uns au-dessus des autres, ils engendrent des *masses minérales*, qui deviendront des *terrains* si une émersion les amène à faire partie de la terre ferme.

Frange sédimentaire. Vitesse de formation. — Il importe d'ajouter que, loin de se disséminer uniformément sur tout le fond des océans, les dépôts sédimentaires ne constituent, de nos jours, qu'une sorte de frange, de 250 à 300 kilomètres de largeur moyenne, qui suit les contours des rivages, et ne reçoit d'extension plus considérable qu'au large de l'embouchure des grands fleuves. Partout ailleurs, ou bien il ne se fait aucun dépôt sérieux sur le fond de la mer, ou les accumulations qui s'y produisent, généralement peu épaisses, sont exclusivement de nature organique. Quant aux sédiments proprement dits, résultat du dépôt de débris ou matériaux *détritiques* charriés par les eaux, on peut juger de la vitesse relative avec laquelle ils se forment, par le temps qu'ils emploient à enfouir dans leur masse les dents de requins ou les os de cétacés tombés à leur surface. Si l'on promène la drague sur le fond de la mer, on constate que la rencontre de ces ossements, assez fréquente vers la limite extrême des vases du côté du large, est beaucoup plus rare en approchant de la côte et ne se produit jamais dans la zone des sables et graviers. Ainsi la sédimentation, cause de l'enfouissement des os disséminés, est de moins en moins rapide à mesure qu'on s'écarte du rivage; et là encore la vitesse d'accumulation est très faible, dépassant rarement une petite fraction de millimètre par an.

Vicissitudes de l'histoire sédimentaire. — L'œuvre de la sédimentation, conséquence du travail de l'érosion, a commencé aussitôt que l'écorce terrestre a été suffisamment refroidie pour que l'eau pût se condenser à sa surface et en occuper toutes les cavités. A ce moment, il ne pouvait y avoir d'émergé que des roches cristallines, résultat de la consolidation primitive.

Si donc la croûte du globe avait été parfaitement stable, les produits de sa désagrégation, c'est-à-dire les sédiments, n'auraient cessé de rester enfouis sous la mer. Même celle-ci, obligée d'élever son niveau à mesure que de nouveaux dépôts venaient se loger sur son fond, aurait de plus en plus envahi la terre ferme. Enfin comme, depuis l'origine, il n'y aurait eu qu'un seul cycle d'érosion, si cette origine était très lointaine, toute la surface des continents devrait être voisine de ce que nous avons appelé une *pénéplaine*[1].

Or il est évident que les choses ne se sont point passées avec cette simplicité. D'abord le relief de la terre ferme est actuellement très varié et comporte un grand nombre de saillies, qui certainement n'ont pas eu à lutter avec une érosion de très longue durée. En outre, au lieu d'être exclusivement constituée par des terrains cristallins, la plus grande partie de la surface actuelle des continents nous laisse voir d'anciens dépôts sédimentaires, d'origine marine, simplement durcis pour la plupart, soit par pression et dessiccation, soit parce que la circulation d'eaux chimiquement actives a agglutiné leurs éléments; de sorte que les sables sont devenus des *grès*, parfois même des *quartzites* compacts, tandis que les vases se changeaient en *argiles*, les unes massives, les autres feuilletées ou schisteuses, ou encore en *marnes*, quand l'élément calcaire y était présent.

Ces *terrains stratifiés* ne s'observent que parce que le fond de la mer où ils s'étaient formés a subi un relèvement. D'ailleurs, dans la plupart des cas, ce mouvement n'a pas respecté l'horizontalité primitive des assises. Parfois même la perturbation a été si violente, que les couches se montrent maintes fois plissées, renversées, fracturées. D'énormes paquets de terrains sont tombés le long de *failles*, tandis que d'autres étaient violemment poussés pardessus les paquets voisins.

Ainsi l'écorce terrestre a subi de fréquentes ruptures d'équilibre, grâce auxquelles l'œuvre de l'érosion et de la sédimenta-

1. Voir plus haut, p. 157.

tion, constamment obligée de parcourir de nouveaux cycles, a subi, au moins par saccades, un rajeunissement perpétuel. Chaque fois, des sédiments sont venus s'appliquer sur ceux du cycle précédent, tantôt en *concordance*, lorsque les assises antérieures étaient demeurées horizontales, tantôt en *discordance*, quand les nouvelles couches ont dû recouvrir horizontalement des dépôts déjà inclinés. Et comme, à moins de renversement, une couche sédimentaire est nécessairement plus jeune que celle qui lui sert d'appui, on a pu, par les études de *stratigraphie*, reconstituer toute la série des *épisodes sédimentaires*; série d'ailleurs variable en chaque lieu; car, pas plus autrefois qu'aujourd'hui, les mêmes dépôts n'ont dû se former, avec la même composition, sur toute la surface terrestre à la fois. Tel dépôt manque donc ici, qui ailleurs se trouve remarquablement développé; et telle couche est à l'état calcaire en un point, tandis qu'ailleurs on la trouve représentée par des grès ou de l'argile.

Complication de l'histoire géologique. Fossiles. — La richesse et la complication de l'histoire qu'embrassent ces divers épisodes ressortira clairement, si nous disons que la série des sédiments successifs, pris avec leurs plus grandes épaisseurs, représente environ *cinquante mille mètres*. Or les continents de nos jours, si on les supposait entièrement nivelés par une érosion qui, au taux actuel, demanderait au moins quelques millions d'années pour s'accomplir, ne fourniraient nulle part plus de *trois mille* mètres de sédiments accumulés.

Aussi ne sera-t-on pas surpris d'entendre dire que, durant les longues périodes qui correspondent à cette succession de dépôts, la population organique des mers a eu le temps de se renouveler bien des fois. Ce renouvellement s'est fait, non d'une manière capricieuse et avec des retours en arrière, mais suivant un ordre déterminé, attestant la variation, également ordonnée, qui est survenue depuis l'origine dans l'ensemble des conditions physiques. A toute époque, il s'est rencontré dans les mers certains types, par exemple parmi les animaux nageurs, qui étaient répandus à peu près partout, et dont chacun n'a eu qu'une durée limitée, de sorte qu'il peut servir à fixer la date relative de l'époque correspondante. Il suit de là que l'étude des *fossiles*, c'est-à-dire des débris organiques enfouis dans les terrains de sédiment, vient apporter au stratigraphe de précieux éléments d'information, en lui permettant de démêler avec certitude, d'après la *faune*, marine ou terrestre, et aussi parfois d'après la *flore*,

l'âge d'un dépôt, si bien isolé par l'érosion, que son passage à d'autres assises d'âge connu ne peut pas être directement observé.

C'est de cette façon que la série des épisodes sédimentaires a pu être reconstituée, autant du moins que le permet l'état d'avancement des explorations, qui sont loin d'être complètes, bien que le progrès en ait été considérable depuis une vingtaine d'années. Mais s'il reste encore beaucoup de points de détail à élucider (15 centièmes de la terre ferme sont encore absolument inexplorés même au seul point de vue géographique, et 35 autres centièmes n'ont été l'objet que de reconnaissances et d'itinéraires tout à fait sommaires), les données générales ressortent de ce qui est connu avec une netteté suffisante pour qu'on n'hésite plus aujourd'hui à les formuler.

Terrain archéen. — Entre ces résultats d'ensemble, l'un des plus remarquables est le fait que la série sédimentaire possède une *base cristalline*. Dans les pays où la suite des assises a été bouleversée par d'énergiques soulèvements, on voit les couches sortir successivement les unes de dessous les autres, pour se montrer au jour par leurs tranches, et on observe toujours que les plus anciennes, celles où se rencontrent les premières traces reconnaissables de la vie organique, reposent sur un substratum très différent des terrains stratifiés normaux.

Ce qui caractérise cette *formation fondamentale*, c'est qu'elle ne paraît pas constituée par des débris minéraux empruntés à des roches préexistantes. Tous ses éléments ont *cristallisé* les uns à côté des autres, comme cela arrive dans les roches éruptives. Seulement la plupart de ces cristaux ont une tendance à se disposer en lits parallèles, d'où résulte pour la roche une *schistosité*, c'est-à-dire une faculté de se débiter en plaques ou en feuillets. Aussi le terrain fondamental est-il souvent désigné sous le nom de terrain de *schistes cristallins*.

Les roches dominantes de cette formation sont toujours le *gneiss* et les *micaschistes*. Le gneiss n'est autre chose qu'un *granite* devenu rubané par suite de l'orientation des lamelles de *mica* [1]. Les micaschistes résultent d'une association de grains cristallins de quartz avec des lamelles de mica disposées en lits,

1. Le granite se compose de cristaux juxtaposés de *quartz* (silice), de *feldspath* (silicate d'alumine, de potasse, de soude et de chaux) et de *mica* (silicate d'alumine, de fer et de magnésie avec un peu d'alcalis). On peut donc le considérer comme une écume siliceuse, légère et réfractaire, qui a dû tout naturellement se séparer, à titre de *scorie*, à la surface d'un bain de matières métalliques comme celui qui, selon toute vraisemblance, constitue la plus grande masse du noyau terrestre.

ce qui donne à la roche une grande schistosité. Plus on descend dans la masse du terrain fondamental, et moins l'orientation des éléments est distincte. Le gneiss devient granitoïde, et finit par ne plus se distinguer du granite, c'est-à-dire du produit de la consolidation des magmas qui, dans l'hypothèse de la fluidité primitive du globe, ont dû constituer le fond sur lequel s'est appuyée la première écorce.

Maintenant le terrain fondamental, tel que nous venons de le décrire, représente-t-il cette *écorce primitive*? Ou bien cette dernière a-t-elle disparu avec le temps, refondue et altérée par cristallisation, sous l'influence des pâtes granitiques sous-jacentes? Les schistes cristallins ne sont-ils pas des sédiments plus anciens que les autres, où le *métamorphisme*, c'est-à-dire l'action physique et chimique des magmas internes, aurait provoqué une recristallisation totale, effaçant les caractères sédimentaires et faisant disparaître, s'il y en avait, toutes traces de fossiles? Il est douteux que cette difficulté puisse être jamais levée d'une façon complète; car en plus d'un point, on a la preuve que le métamorphisme seul a suffi pour engendrer des roches qui ne peuvent se distinguer des gneiss ou des schistes cristallins.

Mais si la question offre une grande importance pour les géologues, elle est ici tout à fait secondaire. Il nous suffit de savoir que la série des sédiments fossilifères repose toujours sur une base entièrement cristalline, à laquelle le nom de *terrain archéen* a été donné par ceux qui ne veulent rien préjuger quant à son mode de formation. De toutes manières, ce terrain doit sa constitution spéciale à la profondeur qu'il occupait dans l'origine, et il ne peut apparaître au jour que grâce à l'enlèvement ultérieur de la pellicule stratifiée qui le recouvrait; nous disons *pellicule*, car c'est bien peu de chose que ce chiffre maximum de *cinquante* kilomètres pour son épaisseur, quand on se rappelle que le rayon terrestre en mesure plus de *six mille*.

Le passage du terrain archéen aux sédiments fossilifères se fait d'ailleurs progressivement, par l'intermédiaire de schistes de moins en moins cristallins, ordinairement satinés et luisants, et que l'absence complète de traces organiques a souvent fait qualifier d'*azoïques*.

Divisions principales des temps géologiques. — A partir de là, les divisions de la série sédimentaire ont été établies, en tenant compte à la fois de la stratigraphie et de la *paléontologie*, c'est-à-dire des enseignements fournis par l'étude des restes fossiles.

C'est ainsi qu'on a été conduit à distinguer, dans l'histoire de l'écorce, trois grandes ères, dont chacune embrasse une notable épaisseur de sédiments : l'ère *primaire* ou *paléozoïque*, l'ère *secondaire* ou *mésozoïque*, l'ère *tertiaire* ou *néozoïque*. Après quoi peut venir l'ère moderne ou *quaternaire*, caractérisée par l'apparition de l'homme.

Durant les temps primaires, la population organique du globe se composait de types dont la plupart n'avaient que des rapports lointains avec ceux de la nature présente, ce qu'exprime le mot de *paléozoïque*. Les crustacés de la famille des *trilobites* sont spéciaux à ces premiers âges. Pendant longtemps, l'embranchement des vertébrés n'y a été représenté que par des poissons. Les amphibies apparurent ensuite, et c'est à peine si quelques reptiles véritables se sont montrés tout à fait à la fin. La végétation terrestre, très puissante mais très uniforme, était surtout constituée par des végétaux d'apparence cryptogamique, mais offrant aussi des caractères aujourd'hui réservés à des types plus élevés.

Les temps secondaires ont été marqués par la plus grande prépondérance et la dimension souvent excessive des reptiles, marins ou terrestres. Dans les mers a régné une très intéressante famille de mollusques céphalopodes, celle des *ammonites*, d'autant plus caractéristique de l'ère secondaire que, née avec elle, elle ne devait pas lui survivre. Les mammifères sont demeurés constamment frappés d'une sorte d'arrêt de développement, et c'est seulement au milieu de cette division des temps géologiques que se sont montrés les végétaux *dicotylédonés angiospermes*, auxquels appartiennent les plantes à fleurs et les arbres à feuillage caduc, indices certains du jeu des saisons. Leur apparition coïncide avec le moment où les mers des latitudes moyennes ont cessé de renfermer des archipels de coraux constructeurs.

Aux temps tertiaires correspond le grand épanouissement des mammifères, ainsi que celui d'une végétation luxuriante, de plus en plus semblable à celle du temps présent. En même temps la différenciation des latitudes s'accentue, les provinces zoologiques se dessinent, et l'ère s'achève par d'imposantes manifestations glaciaires.

Divisions de second ordre. — Chacune des ères géologiques a été partagée en divisions de deuxième ordre, dont il importe que les noms soient ici mentionnés, parce qu'ils pourront revenir plus d'une fois au cours des descriptions régionales, où il faudra caractériser les masses minérales d'où dépend la physionomie d'un

paysage. Ces noms s'appliquent à des *systèmes*, formés chacun par une réunion d'*étages*, qui embrasse une *période* et comprend toute une succession d'assises ayant ensemble des caractères paléontologiques communs. Les limites des systèmes et celles des étages ont été choisies de manière à correspondre, autant que possible, à d'importantes modifications, soit dans les faunes, soit dans le relief général.

Au-dessus du terrain archéen vient le système *précambrien*, presque toujours schisteux, et où les traces organiques sont indistinctes, sans doute parce que le métamorphisme les a oblitérées. Il est surmonté par le système *silurien* (divisé lui-même en étages *cambrien*, *ordovicien* et *gothlandien*), où apparaît presque tout d'un coup une riche faune de crustacés et de mollusques. Ensuite vient le système *dévonien*, où les massifs calcaires, généralement devenus des marbres, prennent par places une grande importance, et qui sert de base au *carbonifèrien*, comprenant le *terrain houiller*, avec les grands gisements de charbon de terre de l'Europe et des États-Unis atlantiques. Enfin l'ère primaire se termine avec le système *permien* ou *dyas*, marqué par la première apparition des reptiles.

La succession des couches secondaires débute par le *trias*, où abondent dans certaines régions les gisements de sel et de gypse[1], tandis que dans les Alpes ce système offre des masses puissantes de calcaires et de *dolomies*[2] compactes. Le système *jurassique*, ainsi nommé de son développement dans les monts Jura, lui succède, divisé lui-même en trois séries; la série *liasique* (débutant dans les Alpes par un étage *rhétien* qui se lie intimement au trias); la série *médiojurassique*; enfin la série *suprajurassique*, à laquelle correspondent, dans les latitudes tempérées, des massifs calcaires édifiés par les polypiers qui pouvaient alors y prospérer. Ces calcaires, comme ceux de la série sous-jacente, sont souvent *oolithiques*, c'est-à-dire formés de petits grains qui ressemblent à des œufs de poissons. Après le jurassique vient le système *crétacé* ou *crétacique*, lui-même composé de deux séries, *infracrétacée* et *supracrétacée*. La *craie* en est la roche caractéristique dans les latitudes moyennes, tandis que, plus au sud, règnent des calcaires

1. Dans les pays où le trias n'est pas franchement marin, on y distingue trois termes : l'inférieur, *arénacé*, c'est-à-dire gréseux, doit à sa variété de couleurs le nom de *grès bigarré*; le terme moyen est un calcaire gris, coquillier, appelé *muschelkalk*; et le supérieur se compose d'argiles bariolées, appelées *marnes irisées* ou aussi *keuper*. — 2. La *dolomie* est un carbonate double de chaux et de magnésie.

construits par une famille d'animaux aujourd'hui éteinte, celle des *rudistes*, spécialement des *hippurites*. Les premiers oiseaux, ainsi que les premières plantes dicotylédones angiospermes, apparaissent avec le crétacé, qui voit aussi mourir les derniers représentants des *ammonites* ainsi que des *bélemnites*.

Le tertiaire ne comprend que deux systèmes : 1° l'*éogène*, divisé en série *éocène* et série *oligocène*, et remarquable par le développement des foraminifères appelés *nummulites* (d'où le nom, fréquemment employé, de *terrain nummulitique*) : 2° le *néogène*, lui-même partagé en série *miocène* et série *pliocène*, ces divers noms étant destinés à caractériser la proportion croissante de types modernes que renferment les faunes de ces séries. Le miocène a vu l'apogée des herbivores, et c'est avec le pliocène que se multiplient les éléphants.

Enfin, les premiers temps de l'ère moderne ou quaternaire sont souvent qualifiés de *pleistocènes*. C'est à cette phase que correspondent la plupart des dépôts glaciaires, ainsi que les *alluvions anciennes* ou *diluvium* des auteurs de la première moitié de ce siècle.

Appréciation de l'importance des temps géologiques. — Il est aisé de se rendre compte, *a priori*, de la durée et de la complication des événements successifs qui ont été nécessaires pour engendrer une série sédimentaire aussi variée.

D'abord il n'y a pas de raisons pour croire que la dissémination des dépôts ait obéi autrefois à des lois différentes de celles qui la régissent aujourd'hui. Les sédiments ont dû former, à chaque époque, une frange de 250 à 300 kilomètres de largeur autour de la terre ferme. De nos jours, pour 260 000 kilomètres de côtes, cela donnerait une surface sédimentaire inférieure à *huit millions de kilomètres carrés*. Or, sans parler de tout ce que l'érosion a fait disparaître, sans même chercher à attribuer à la série sédimentaire la partie des schistes cristallins qui peut lui appartenir, on constate que les terrains stratifiés de divers âges couvrent, sur la terre ferme, plus de 70 millions de kilomètres carrés [1]. Encore ce chiffre ne se rapporte-t-il qu'aux régions explorées, c'est-à-dire tout au plus aux trois quarts de la surface des continents. Ainsi l'ensemble de ce qu'on peut appeler les *aires sédimentaires* du passé couvre près de dix fois l'espace occupé par les produits de l'érosion contemporaine. Cette seule indication suffit à faire apprécier combien

1. De Tillo, *Comptes rendus*, 1892, n° 5.

ont dû être étendues et répétées les incursions de la mer sur ce qui forme aujourd'hui le domaine continental.

En outre, si l'on évalue à *dix kilomètres* l'épaisseur *moyenne* des sédiments en chaque point (et cette hypothèse ne semble vraiment pas exagérée), ce chiffre, appliqué à 70 millions de kilomètres carrés, donnerait *700 millions de kilomètres cubes*, c'est-à-dire *sept fois* le cube des continents actuels. Cela veut dire que, pour justifier de la succession des dépôts telle qu'on l'observe, il faudrait, puisque tout sédiment résulte de la destruction d'une roche émergée, qu'un relief semblable à celui du temps présent eût été anéanti et rétabli au moins sept fois, avec remaniement des rivages à chaque reprise.

Il va de soi que de telles données ne peuvent prétendre à aucune précision; mais leur valeur subsiste tout entière, si l'on se borne aux conséquences générales que nous en tirons pour établir l'importance et la variété des phénomènes, par lesquels les cycles d'érosion ont dû être tant de fois renouvelés.

Dislocations de l'écorce terrestre. — Ces phénomènes, l'écorce terrestre en porte la trace bien reconnaissable, dans les disloca-

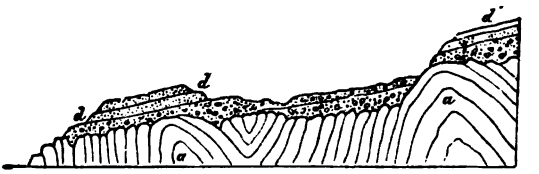

Fig. 121. — Discordance de stratification.

tions de toutes sortes dont se trouvent aujourd'hui affectés des terrains primitivement déposés en assises horizontales. Non seulement leur inclinaison actuelle atteste le dérangement survenu; mais souvent les circonstances permettent de dater cette dislocation. C'est ce qui arrive toutes les fois que deux terrains en contact présentent une *discordance de stratification*. Dans l'exemple de la figure 121, on peut affirmer d'abord qu'un mouvement orogénique avait disloqué les couches siluriennes *a*, quand, après une période d'érosion, le grès dévonien *d* est venu s'appliquer horizontalement sur leurs tranches redressées; ensuite que, par un déplacement ultérieur, le grès a été relevé vers la droite, pouvant servir à son tour, en cas de submersion, de fond incliné à de nouveaux sédiments horizontaux.

Les mouvements de l'écorce terrestre se sont effectués avec len-

teur, et il est probable qu'à aucune époque la croûte n'a été complètement exempte d'efforts de plissement. Cependant, il y a eu, suivant les régions, des phases de dislocation particulièrement énergiques, qui ont fait naître, à de certains moments, de véritables chaînes de montagnes, en apportant une modification notable aux contours de la terre ferme. La plupart des chaînes anciennes ont été rabotées avec le temps, par le jeu normal du modelé, et les seules qui subsistent aujourd'hui sont celles dont la formation est assez récente, ou dont le relief a été assez récemment rafraîchi, pour que les agents d'érosion n'aient pas encore eu le temps d'en triompher.

Caractère des dislocations. — Nous ne donnerons pas ici l'énumération de ces efforts orogéniques successifs, parce qu'elle trouvera plus naturellement sa place dans la leçon suivante, consacrée à l'évolution géographique générale. Il suffira de rappeler que le caractère des déformations de l'écorce terrestre, vraisemblablement provoquées par l'excès d'ampleur que fait naître dans la croûte le refroidissement d'un noyau en voie de contraction, est le *gauchissement* de cette croûte, engendrant ici des dômes aplatis, là de grandes cuvettes. Dans ces deux ordres de formes, la direction dominante des efforts se traduit par des *plis*, dont l'alignement est déterminé par celui des obstacles résistants. Certaines parties de la croûte, plus anciennement consolidées que les autres, résistent mieux aux efforts de gauchissement. Alors les sédiments du voisinage, toujours plus plastiques, sont comprimés contre ces obstacles, ce qui fait naître des ondulations : tantôt régulières comme celles du Jura, tantôt violemment pressées les unes contre les autres, comme dans les Alpes. Les couches les plus rigides se brisent dans ces mouvements, la limite de leur élasticité étant dépassée par l'effort de courbure, et alors le terrain peut se diviser en paquets, limités par des cassures ou des failles. Même quelques-uns de ces paquets sont parfois poussés presque horizontalement par-dessus d'autres, de sorte qu'il en résulte une grande complication.

Enfin, tout soulèvement en masse d'une portion de l'écorce est accompagné, soit d'un tassement, qui fait naître des dépressions sur une certaine étendue du dôme, qui souvent même détermine l'écroulement d'une clef de voûte; soit d'une rupture au bord du compartiment soulevé; auquel cas la partie voisine glisse le long de cette cassure et s'effondre. Alors les brisures résultantes offrent une voie facile pour la sortie des matières ignées internes, lesquelles s'épanchent au dehors sous la forme de *roches éruptives*. C'est

ainsi qu'à travers les âges géologiques, les divers mouvements orogéniques ont été accompagnés d'éruptions, se produisant en général sur le bord interne des dislocations, c'est-à-dire le long des cassures qui limitaient les compartiments affaissés.

En même temps, toutes les fois qu'il se formait un grand dôme ou pli saillant, le vide survenu à la base de l'écorce stratifiée devait tendre à se combler par l'ascension des matières ignées internes sous la voûte *anticlinale*. Mais ces matières, emprisonnées dans une grande épaisseur de couches, ont dû se consolider lentement, sous une forte pression, ce qui leur a imprimé une structure beaucoup plus cristalline que celle des roches épanchées à l'air libre. D'ailleurs elles sont demeurées longtemps cachées, et les progrès de l'érosion ont seuls réussi à mettre à découvert un certain nombre de ces noyaux.

Manifestations éruptives. — A toute époque, les manifestations éruptives ont dû comporter, comme aujourd'hui, des projections violentes, des épanchements de lave, et des injections de matières fondues dans les fentes ou les vides de l'écorce. Les amas coniques de projection ont été les premiers dispersés, et seuls, les cônes de débris de l'époque pleistocène ont pu se maintenir intégralement. En remontant aux époques plus anciennes, on constate la rareté de plus en plus grande des *appareils volcaniques* reconnaissables, la plupart réduits à leurs noyaux.

Aussi les anciens produits de projection n'ont-ils été conservés que quand, après avoir formé, par leur accumulation au fond de la mer ou dans les lacs, des *tufs* stratifiés ou des *cinérites*, ils avaient été ensuite recouverts par des nappes de laves, et placés par quelques mouvements de l'écorce dans une situation qui les protégeait contre la dispersion. C'est ainsi qu'on peut reconnaître aujourd'hui, en Angleterre comme en Bretagne, des tufs et des cinérites des époques précambrienne et silurienne. Encore a-t-il fallu assez longtemps pour que leur véritable caractère ne fût plus contesté, à cause des transformations que le cours des siècles avait fait subir à ces roches.

En définitive, la plupart des anciens épanchements de surface ont disparu, en sorte que l'activité éruptive des premiers âges géologiques se révèle surtout à nous par des injections profondes, mais que l'érosion a fini par rendre superficielles en enlevant peu à peu ce qui les masquait.

Composition des roches éruptives. — Du reste, quel que soit leur état, ces roches éruptives sont, comme celles du temps pré-

sent, exclusivement composées de *silicates*. La silice (élément du cristal de roche) s'y montre unie à l'alumine ainsi qu'aux oxydes du potassium, du sodium, du calcium, du magnésium et du fer. Ces roches sont donc absolument comparables aux *scories* et aux *laitiers* des hauts fourneaux, c'est-à-dire aux éléments légers et réfractaires qui viennent surnager à la surface du bain de fonte, lorsqu'on affine ce dernier sous l'influence d'un courant d'air. Elles correspondent parfaitement à l'idée qu'il paraît convenable de se faire de l'intérieur du globe, énorme bain de métal, surtout de fer, à une très haute température. Il est clair que, dès le début, toutes les influences oxydantes ont dû se porter à la surface, opérant une *scorification* de la partie externe du noyau métallique. Et alors, suivant que la scorie produite était plus ou moins voisine du noyau, elle a donné, tantôt les *roches lourdes* ou *basiques*, pauvres en silice, riches en fer, calcium et magnésium, tantôt les *roches légères* ou *acides*, riches en silice, en alumine et en alcalis ou oxydes des métaux légers.

Ainsi que nous l'avons expliqué, les roches éruptives doivent se montrer d'autant plus cristallines qu'elles se sont consolidées plus loin de la surface, et en perdant moins rapidement les matières dissolvantes, gaz ou vapeurs, qu'elles pouvaient contenir. De là vient que les roches éruptives des anciennes périodes sont, en général, à plus gros éléments cristallins que celles des temps modernes. En effet, comme nous venons de le dire, une longue érosion a eu, presque partout, le temps de faire disparaître les produits superficiels des premiers âges, atteignant les parties profondes et les mettant à découvert. De sorte qu'aujourd'hui la plupart des massifs anciennement injectés nous montrent leurs racines; tandis que les éruptions modernes sont, en grande majorité, des épanchements de surface, dont la base plus cristalline demeure enfouie et invisible.

On remarque enfin que la part des roches légères ou riches en silice tend à diminuer avec le temps. Ainsi les roches véritablement caractéristiques des éruptions anciennes sont celles de la famille granitique, tandis que le basalte et ses dérivés dominent parmi les produits modernes. Entre diverses raisons propres à expliquer cette différence, il en est une qui se présente tout naturellement à l'esprit; c'est que la provision des écumes légères et voisines de la surface a dû s'épuiser la première, tandis que le volcanisme actuel serait obligé de puiser à des foyers plus profonds.

Principales roches éruptives. — Le *granite* se présente en grande abondance parmi les massifs éruptifs des temps primaires; il larde, pour ainsi dire, les gneiss et les schistes cristallins archéens; il traverse le silurien, le dévonien et même le carbonifèrien, en leur faisant subir au contact de grandes modifications. Avec lui on observe une sorte de granite sans quartz, dit *syénite*. Ces roches ont agi sur les terrains encaissants à la manière d'un acide qui troue une étoffe; elles les ont refondus ou plus exactement *redissous*. En effet, aussi bien dans la constitution des roches granitiques que dans les changements qu'elles ont imposés aux terrains traversés, c'est l'influence *chimique* qui se montre presque seule, tandis que l'action *calorifique* ne se révèle pas. Ainsi, dans le granite, les minéraux les moins fusibles sont précisément ceux qui se sont isolés les derniers. Ce n'était donc pas un simple bain igné, dont les minéraux se seraient individualisés par refroidissement; c'était un magma chimique, qui a commencé par se débarrasser par cristallisation de ses éléments les plus basiques, tels que le mica; après quoi le feldspath, ou silicate d'alumine et de potasse, s'est isolé à son tour, et l'excès de silice que contenait le magma a dû se précipiter en dernier lieu sous la forme de quartz.

Un tel ensemble de réactions n'a pu s'accomplir que grâce à des *dissolvants* spéciaux, que la pression maintenait au sein de la pâte granitique, et qui, en se répandant parmi les terrains encaissants, ont été la cause principale de leurs transformations.

Quand les pâtes granitiques sont parvenues au voisinage de la surface, en *filons* ou en *coulées* sous-marines, elle ont donné des *porphyres*, où de grands cristaux nagent au sein d'une pâte qui a cristallisé plus tard et plus vite, avec un grain beaucoup plus fin.

Les roches basiques des temps anciens, cristallisées à plus petits grains que les granites, sont en général de teinte foncée et verdâtre[1], et assez riches en fer oxydulé ou magnétique. Suivant leur composition et leur texture, on y distingue des *diabases*, des *diorites*, des *gabbros*, des *porphyrites*, etc., toutes roches que nous nous contentons d'énumérer ici à leur place, renvoyant pour leur détermination aux ouvrages spéciaux.

C'est surtout avec la période carboniférienne que l'on commence à trouver des nappes assez analogues à nos coulées actuelles de basalte. Plusieurs des roches appelées *trapps* appartiennent à cette catégorie.

1. D'où les noms de *Grünstein* en allemand, *greenstone* en anglais.

Les roches légères des volcans modernes se sont refroidies trop près de la surface pour pouvoir jamais reproduire le grain largement cristallin des granites et même celui des porphyres. Aussi les *liparites* et les *rhyolites*, comme on les appelle, ont-elles une pâte assez compacte. C'est seulement dans certains *trachytes* (ainsi nommés de leur rudesse au toucher) que l'on retrouve une grande cristallinité, mais avec des signes qui font voir que l'action du feu s'est exercée beaucoup plus que pour les vrais granites. Les *andésites*, si répandues dans les Andes, sont des trachytes basiques, de couleur plus foncée, et qui font la transition avec les roches lourdes modernes ou *basaltes*, de teinte noire et de forte densité. C'est surtout aux basaltes qu'appartient, grâce à leur grande fluidité, la propriété de s'étaler sur des espaces considérables, en juxtaposant leurs coulées comme cela a eu lieu, entre autres pays, à l'ouest des Montagnes Rocheuses en Amérique.

Phénomènes explosifs. Émanations gazeuses. — Dans les foyers éruptifs où le basalte prédomine, les épanchements sont en général assez tranquilles; mais là où les produits rejetés sont plus acides, comme les andésites, et par conséquent moins fluides, il se fait dans les cheminées d'ascension des obstructions fréquentes, dont les gaz accumulés par-dessous finissent par triompher en provoquant de violentes explosions.

Enfin on remarque partout que les explosions et les épanchements de laves sont accompagnés par des émanations gazeuses, où dominent la vapeur d'eau et les gaz sulfureux. Ces émanations subsistent longtemps après que les paroxysmes éruptifs ont cessé. Aussi tous les districts où l'activité volcanique est éteinte depuis peu de temps, ou au moins en décadence, se font-ils remarquer par le grand nombre des *solfatares* et des *geysers*. Des sulfures métalliques accompagnent ces émissions chaudes, et nous renseignent sur la façon dont les filons métallifères ont pu se constituer dans les fentes de l'écorce. Quand les solfatares s'éteignent à leur tour, longtemps encore il subsiste des *mofettes* ou émanations d'acide carbonique.

Terrains métamorphiques. — Il convient maintenant de dire un mot d'une catégorie spéciale de terrains, dont la part semble devenir de jour en jour plus grande, à mesure que la connaissance de l'écorce se précise : nous voulons parler des terrains *métamorphiques* ou transformés par recristallisation de leurs éléments.

Nous avons déjà dit un mot de l'action de contact, essentiellement corrosive, que les pâtes très cristallines, comme les granites,

ont exercée sur les roches traversées. Il semble que, sous l'influence des vapeurs émanées du granite, les éléments de ces roches aient été remis en mouvement, ce qui leur a permis de prendre un état plus ou moins cristallin, en oblitérant leur structure *détritique*.

Or cette transformation s'est souvent exercée sur une très grande échelle, et à une distance considérable de toute masse éruptive visible. Le fait s'observe, dans les montagnes très disloquées, où l'on peut faire, dans la transformation produite, une part au *dynamométamorphisme*, c'est-à-dire au métamorphisme résultant de la chaleur et de la pression développées lors des mouvements orogéniques. Il s'observe aussi sur les paquets de terrains sédimentaires, aujourd'hui redressés sur le bord des continents, notamment le long des rivages orientaux du Pacifique, mais qui, dans l'origine, devaient être assez profondément enfouis, et dès lors plus accessibles à l'action des masses ignées internes. La modification survenue dans ces dépôts a beaucoup d'analogie avec celle qui caractérise certains blocs cristallins, autrefois rejetés par le volcan de la Somma, prédécesseur du Vésuve, et très évidemment empruntés aux terrains stratifiés sur lesquels le volcan était venu s'implanter.

L'effet de ce métamorphisme, qu'on appelle *régional* parce qu'il s'étend sur des contrées entières, est de donner un aspect tout à fait *archéen* à des terrains dont, pourtant, il est possible de suivre, de proche en proche, le passage graduel à des sédiments fossilifères, quelquefois d'âge jurassique ou même crétacé. Cette considération est importante à retenir, pour empêcher de confondre les parties véritablement anciennes de l'écorce avec celles qui ont pu prendre tardivement le même aspect.

Variation des conditions physiques avec le temps. — Depuis le moment où l'eau des océans a pu se condenser à la surface d'une écorce suffisamment refroidie, et où les mers sont devenues habitables pour des êtres analogues à ceux du temps présent (c'est-à-dire au moins depuis le début des temps siluriens), il est naturel de penser que le travail de l'érosion a dû se poursuivre à peu près dans les mêmes conditions qu'aujourd'hui.

Cependant cette similitude générale n'implique en aucune façon la constante *identité* des phénomènes. En premier lieu, l'épaisseur de l'écorce n'a fait que s'accroître avec les progrès du refroidissement, non seulement parce que de nouvelles parties solides venaient s'y ajouter par le bas; mais parce que de grandes masses de

matières ignées, une fois épanchées au dehors, étaient attaquées par les eaux courantes et fournissaient la matière de sédiments. Donc, à l'origine, la croûte, moins épaisse, devait être plus flexible. Son relief variait plus vite et les cycles d'érosion pouvaient y être plus fréquemment interrompus.

En outre, la pluie est la source à laquelle s'alimentent les eaux courantes. Or sa quantité et sa répartition varient de telle manière avec le relief, la température et les conditions géographiques, que vu les vicissitudes de ces dernières, sur une portion donnée de la terre, le modelé extérieur a dû traverser des phases de très inégale activité.

Il y a plus. Tout porte à croire que les conditions physiques *extérieures au globe*, celles d'où dépend, dans son principe, le travail des forces externes, ne sont pas demeurées constantes. En effet, l'un des plus remarquables enseignements de la paléontologie est que, dans les âges primaires, la faune et la flore paraissent avoir été partout indépendantes de la latitude. Ainsi à l'époque carboniférienne, qui marque à peu près la fin de l'ère primaire, les mêmes végétaux peuplaient la terre ferme sous le cercle polaire et sous les tropiques. Chose encore plus frappante : les polypiers constructeurs prospéraient alors au Spitzberg et à la terre de Grinnell; et même au milieu des temps jurassiques, de vrais récifs coralliens s'édifiaient dans le bassin de Paris. Or, de nos jours ces constructions sont exclusivement concentrées dans la zone torride, là où la température de la surface de la mer ne s'abaisse jamais, même dans le mois le plus froid, au-dessous de + 20 degrés centigrades. Ajoutons que, au début de l'ère tertiaire, il y avait encore au voisinage des pôles une végétation terrestre qui exigeait une température supérieure d'*au moins vingt degrés* à la moyenne actuelle.

Il est donc certain que la distribution de la chaleur et de la lumière n'étaient pas autrefois ce qu'elles sont aujourd'hui. Avec le soleil tel qu'il est, des causes purement géographiques, quelque favorables qu'on les imagine, ne supprimeraient jamais les longues nuits des régions circumpolaires, et toujours la croissance des espèces tropicales y resterait impossible. Si d'ailleurs on réfléchit que le jeu des saisons se traduit dans les arbres à feuillage caduc, c'est-à-dire appartenant à la famille des *dicotylédones angiospermes*, et que d'autre part cette famille n'a fait son apparition, dans l'Europe méridionale, que vers la fin des temps jurassiques, il paraîtra tout à fait raisonnable d'admettre qu'auparavant, et pour

des raisons évidemment extérieures au globe, la différence des saisons ne se faisait pas sentir.

Enfin c'est encore un fait bien remarquable que jusqu'ici on n'ait pas recueilli de débris de vertébrés à respiration aérienne qui datent d'une époque antérieure à la fin des temps carboniférens. Il est peu probable que de tels êtres eussent fait défaut auparavant si l'atmosphère avait été respirable.

Mais laissons de côté ce dernier argument, pour nous en tenir à l'uniformité constatée des conditions thermiques durant l'ère primaire : conditions qui comportaient, non une exagération de la température aujourd'hui régnante sous l'équateur, mais une extension du bénéfice de cette température à toutes les zones de latitude. Quelle que soit la cause d'une telle uniformité (et pour notre part, à l'exemple de MM. Blandet et de Saporta, nous l'attribuons à ce que le soleil des temps primaires devait être une nébuleuse très dilatée), le fait en lui-même n'est pas contestable. D'un côté cela semble exclure la possibilité que des glaciers étendus aient existé avant l'ère tertiaire; de l'autre il est nécessaire d'admettre que l'humidité atmosphérique ne devait pas être répartie comme elle l'est aujourd'hui.

Par conséquent, sans cesser de prendre les phénomènes actuels comme base de nos appréciations en ce qui concerne l'histoire géologique, nous devons nous garder d'une assimilation trop absolue. Depuis la consolidation de la première écorce jusqu'à nos jours, c'est une *évolution* que la planète terrestre a subie ; et cette évolution, qui s'accuse si bien par les transformations ordonnées du monde organique, a dû porter non seulement sur les conditions internes du globe, mais sur celles de l'astre dont notre terre n'est qu'un satellite. De la sorte, toute la série des phénomènes gouvernés par la chaleur et la lumière solaires n'a pu manquer d'en ressentir le contre-coup.

QUINZIÈME LEÇON

I

PRINCIPES DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE

Importance et difficultés de la paléogéographie. — Le rapide résumé que nous avons donné de l'histoire des périodes géologiques était destiné à rendre facilement intelligible l'exposé, que nous ferons également succinct, d'un autre ordre de recherches, celui qui a trait à la reconstitution des états géographiques successifs de notre globe. Il importe essentiellement à la géographie qu'on soit en état de rétablir, dans la mesure du possible, les phases principales de l'évolution des continents et des mers, c'est-à-dire les divers chapitres de ce qu'on peut appeler la paléogéographie; car là seulement on puisera des indications sur les cycles d'érosion que la terre ferme a traversés, ainsi que sur les causes plus ou moins complexes des structures qu'elle présente aujourd'hui.

Une telle recherche, on le comprend sans peine, est hérissée de difficultés. En effet, elle repose exclusivement sur la connaissance des dépôts, marins et terrestres, que chaque époque sédimentaire a légués à la croûte solide en souvenir de son passage. A supposer que toutes les incertitudes relatives à la détermination de l'âge des terrains fussent levées, et que l'on connût en chaque point du globe tous les dépôts existants, comme, en général, l'érosion a enlevé de chaque affleurement plus qu'il n'en subsiste, c'est toujours à l'aide de débris plus ou moins incomplets qu'il faudrait conclure, par induction, à la place occupée par les anciens océans. Le problème est presque aussi difficile que celui de la reconstitution d'un livre dont les feuillets seraient en majeure partie perdus.

C'est pourquoi si la présence en un point d'un sédiment marin, exactement daté par la stratigraphie ou par les fossiles, permet d'affirmer que la mer de l'époque correspondante occupait la place, l'absence de tout témoin de ce genre ne suffit pas pour autoriser une conclusion négative; d'autant mieux qu'il y a souvent, sur le fond des océans actuels, des parages où il ne se fait aucun dépôt; de sorte qu'on doit admettre que la même circonstance ait pu se reproduire bien des fois dans le passé.

Intervention de la paléontologie. — La difficulté provenant de ces lacunes serait parfois insurmontable, si la paléontologie ne venait encore au secours du paléogéographe, en lui permettant, dans bien des cas, de baser des conclusions rationnelles sur des migrations d'espèces, qui n'ont pu se faire que par certaines voies déterminées.

L'apparition subite, à un niveau défini, d'animaux marins tels, qu'on ne saurait les faire descendre de ceux qui habitaient auparavant la mer de la région, atteste un changement géographique, par lequel s'est trouvée ouverte la communication avec une province voisine où ces types existaient déjà. En appliquant ce criterium avec discernement, on arrive à reconnaître, tantôt que tel bassin de sédimentation a dû être isolé d'un autre, assez voisin, par une barrière dont on peut approximativement indiquer la place, tantôt que deux aires sédimentaires aujourd'hui isolées ont dû être reliées ensemble par un bras de mer, dont les traces auront été enlevées plus tard par l'érosion. L'application de ce procédé devient chaque jour plus féconde, à mesure que les explorations géologiques se complètent et que les connaissances paléontologiques gagnent en précision.

Caractère provisoire des essais de paléogéographie. — Il n'en est pas moins vrai que les tentatives de représentation des mers anciennes se heurtent à des difficultés considérables. On peut dire que l'heure est à peine venue d'y songer. Tout essai de ce genre eût été absolument prématuré il y a quelques années, alors qu'on savait si peu de chose sur la géologie des pays en dehors de l'Europe. Même aujourd'hui on ne peut encore tracer que de simples ébauches. D'abord, sur tout l'espace occupé par les océans, lesquels couvrent près des trois quarts de la surface terrestre, on en est réduit à de pures conjectures. De plus il est à remarquer que le problème ne serait vraiment résolu que si les cartes paléogéographiques pouvaient être *instantanées*, c'est-à-dire s'appliquer à un *moment* bien déterminé de l'histoire géologique. Or, dans

l'état actuel de nos connaissances, c'est déjà beaucoup de pouvoir affirmer de deux dépôts que, d'après leurs fossiles, ils sont *synchroniques* en gros. Mais quant à prétendre qu'ils correspondent rigoureusement à la même date, et que plusieurs milliers d'années ne se sont pas écoulés entre la formation de l'un et celle de l'autre, c'est ce que personne n'oserait faire. Tout au plus peut-on nourrir, de nos jours, l'ambition de représenter la disposition des terres et des mers rapportée à un certain *étage* géologique. Mais un étage comprend d'ordinaire plusieurs zones paléontologiques, dont les différences sont assez grandes pour que chacune corresponde, à coup sûr, à un très grand nombre de milliers d'années, pendant lesquels divers changements géographiques n'ont pas manqué de s'accomplir.

Ces réserves étaient nécessaires pour établir que les essais de paléogéographie ne sont nullement comparables aux cartes qui figurent l'état actuel du globe. Néanmoins, malgré leur inévitable imperfection, ces ébauches peuvent, quand on les rapproche les unes des autres, fournir de précieuses indications sur l'évolution de la terre ferme. Nous n'en voulons pour preuve, entre autres, que le livre si intéressant où M. Jukes Browne a essayé de reconstituer les phases principales de la formation du sol britannique [1]. Le nombre augmente chaque jour des points où l'on est en mesure, non seulement d'affirmer le passage antérieur de telle ou telle mer, mais de dire, jusqu'à un certain point, grâce à la nature des fossiles rencontrés, s'il s'agissait d'une mer ouverte ou fermée, d'un régime littoral ou d'un facies pélagique, d'une eau de surface ou d'un grand fond.

En même temps que de notables portions des aires maritimes peuvent ainsi être reconstituées points par points, la découverte de dépôts lacustres ou fluviaux, de formations semblables à celles des dépressions intérieures, etc., autorisent aussi quelques inductions positives relativement aux aires continentales. Seulement ces preuves directes sont beaucoup plus rares, les dépôts opérés sur la terre ferme ayant généralement peu d'épaisseur et occupant une situation superficielle, ce qui rend leur conservation très problématique, à cause de la facilité avec laquelle les érosions ultérieures ont pu les disperser.

Signification des massifs archéens. — En revanche, pour ce qui concerne ce qu'il est permis d'appeler les *noyaux des continents*,

1. *The building of the british isles*, 2e édition, 1892.

la géologie fournit un criterium d'assez haute valeur : c'est celui qui est offert par les affleurements du terrain archéen.

Il est évident que dans l'hypothèse, aujourd'hui communément acceptée, de la fluidité primitive du globe, les premières protubérances de la croûte ont été faites de terrains cristallisés par refroidissement; car les océans, et par conséquent les sédiments, n'ont pu exister que quand l'écorce avait cessé d'être assez chaude pour ne pas tolérer le contact de l'eau liquide. Sans doute ces protubérances originelles ont dû disparaître par la suite; mais les points où elles s'étaient produites n'en accusaient pas moins une plus grande résistance locale de l'écorce, et il est naturel de penser qu'ils ont, de préférence, offert un appui aux plus anciens essais de la sédimentation.

D'ailleurs la base des terrains stratifiés, toujours cristalline, qu'elle doive ou non cet état au métamorphisme, ne peut apparaître au jour que si elle a été découverte dès l'origine, ou si l'érosion a enlevé ce qu'elle supportait. Ce travail de dégagement a été le plus facile là où la couverture sédimentaire était le moins épaisse, c'est-à-dire vers les points qui avaient le plus de tendance à émerger. Donc la plupart des affleurements notables de terrain archéen doivent correspondre aux aires continentales les plus anciennes. Il n'y a d'exception que pour les noyaux cristallins qu'une violente poussée orogénique peut avoir portés jusqu'au jour en crevant leur couverture. Ce cas mis à part, lorsque l'archéen se voit à découvert sur de grands espaces peu accidentés, comme en Finlande, en Scandinavie, en Écosse, au Canada, etc., tout porte à croire qu'on a réellement affaire aux plus anciens noyaux de la terre ferme; et cette conclusion devient presque certaine, si l'on peut établir que les premiers sédiments sont venus s'y appuyer sous la forme de dépôts grossiers et par conséquent littoraux. C'est précisément le cas pour l'Écosse et la région des grands lacs américains.

La certitude est moindre pour des noyaux archéens d'étendue plus restreinte, tels que, par exemple, le Plateau Central de la France; car les eaux courantes en ont raboté la surface pendant de longs siècles, et il est possible qu'elles n'aient laissé subsister aucun vestige de certains sédiments qui autrefois l'avaient couverte. C'est pourquoi une prudence particulière s'impose à l'égard de leur histoire. Il n'en est pas moins vrai que, si l'érosion les a complètement débarrassés de toute couverture, c'est que l'œuvre présentait là moins de difficultés qu'ailleurs. Par conséquent, que

le Plateau Central ait été constamment émergé ou qu'il ait, par intervalles, subi une submersion partielle ou totale, ce n'en est pas moins, à coup sûr, un des éléments les plus stables du sol européen, un de ces noyaux autour desquels la terre ferme a dû se constituer par une addition progressive de nouvelles bandes.

Massifs d'ancienne consolidation. — En résumé, l'un des principaux éléments de la paléogéographie est la détermination des *massifs d'ancienne consolidation*, c'est-à-dire des territoires qui, devenus stables avant les autres, et constitués par des terrains très peu flexibles, ont su maintenir leur individualité à travers de longues périodes. Il faut seulement s'attendre à ce que les plus anciens de ces massifs, quand ils confinent à l'océan, ne se montrent plus à nous qu'en lambeaux; car, précisément à cause de leur manque de souplesse, les divers mouvements de l'écorce ont dû tendre à s'y traduire par des cassures et, l'érosion aidant, ces fractures auront déterminé le morcellement plus ou moins avancé des territoires en question.

De ces massifs rigides, nous aurons le droit de considérer comme les plus anciens ceux où l'archéen affleure seul; ensuite viendront les noyaux formés de terrains paléozoïques pincés en plis serrés au milieu de bandes archéennes, et entrecoupés d'injections granitiques, comme c'est le cas de la Bretagne; enfin une dernière catégorie comprendra les terrains paléozoïques plissés, mais sans injections granitiques visibles ni intercalations archéennes, comme c'est le cas pour l'Ardenne.

Recherche des anciens rivages. — La recherche des anciens rivages doit être fondée principalement sur la nature propre des sédiments, en particulier sur la connaissance de ces dépôts grossiers, sables à grain notable, graviers, conglomérats ou poudingues à gros galets, qui n'ont pu, nous le savons par l'expérience contemporaine, se former qu'au voisinage immédiat de la côte. Ce caractère, contrôlé par le genre des animaux fossiles (pourvu que ces derniers aient vécu *in situ*), enfin corroboré, quand il y a lieu, par la rencontre de formations d'estuaires, qui attestent le débouché d'un fleuve, permet, lorsqu'il est applicable, d'imprimer une certaine précision aux tracés.

Introduisons seulement cette réserve, que les déformations de l'écorce terrestre ont souvent modifié, avec le temps, la place *géographique* des dépôts. Il est des pays où les plissements orogéniques ont réduit certains ensembles d'assises stratifiées au tiers de l'espace que les couches devaient occuper lorsqu'elles s'étalaient

horizontalement. La latitude et la longitude qui définissent aujourd'hui leurs affleurements ne correspondent donc pas rigoureusement aux coordonnées primitives. C'est, pour beaucoup de tracés, une cause d'incertitude qu'il sera probablement toujours impossible de lever. Heureusement elle porte d'habitude sur des détails du même ordre que les erreurs inhérentes à ce genre de reconstitution des éléments du passé.

Reconstitution du relief. — La tâche de la paléogéographie n'est pas achevée, quand on a réussi à reconstituer à peu près les contours des anciens rivages. Il faut encore donner une idée de ce que pouvait être le relief aux principales époques de l'histoire terrestre; entreprise particulièrement délicate, car il ne s'agit plus seulement de restaurer des ensembles dont il subsiste d'assez nombreux témoins, mais bien de faire revivre, par induction, des formes depuis longtemps disparues.

D'une manière générale, les parages où de grandes épaisseurs de sédiments ont pu s'accumuler longtemps sans discordances sensibles marquent des portions de la croûte qui ont dû être en voie de constant affaissement aux époques correspondantes; tandis que, sur les aires qui sont demeurées franchement continentales à travers bien des périodes successives, on a le droit de penser que le relief originel devait être assez prononcé, puisqu'il a su faire face durant un aussi long intervalle aux efforts d'une érosion qui tend à tout ramener au niveau de la mer.

Anciennes montagnes. — Mais à côté de ces indications, il faut avoir des données plus précises, qui permettent d'affirmer la présence, sur tel ou tel point, d'une chaîne de montagnes aujourd'hui réduite à son socle. C'est ce que réalisent les grandes discordances de stratification. Lorsqu'on voit, comme dans la figure 121 (page 300), un sédiment s'appliquer sur les tranches d'un système de couches affecté de dislocations nombreuses, il n'y a pas à hésiter sur la conclusion à en tirer : le système disloqué a évidemment fait partie d'une chaîne de montagnes, dont il représente les racines. Toute la partie supérieure de cette chaîne a été enlevée durant le cycle d'érosion qui a suivi le mouvement orogénique; après quoi une submersion du territoire aplani a permis la reprise de la sédimentation.

Cette affirmation est légitime partout où des couches stratifiées se montrent affectées de dislocations notables, et principalement quand elles sont plissées, renversées sur elles-mêmes, ou divisées en paquets par des cassures avec dénivellation des parois. Si les

assises sont simplement très inclinées et exemptes de plis, il peut se faire que la dislocation ait consisté dans un mouvement *épeirogénique*, comme disent les Américains, c'est-à-dire dans le gauchissement en masse d'un territoire. Mais s'il existe des plis pressés, il n'y a pas de doute sur l'existence d'une ancienne chaîne, et même il est probable que les accidents de stratification qui la dénoncent ne donnent qu'une faible mesure de ce que pouvait être la dislocation originelle.

Complication des accidents de surface. — En effet l'observation prouve que, dans les montagnes du temps présent, le maximum de la complication stratigraphique se produit toujours au voisinage de la surface. Ainsi dans les parties profondes des Alpes, dans celles qui avoisinent l'axe cristallin de la chaîne, les accidents de stratification n'ont rien d'excessif ni surtout de désordonné. On

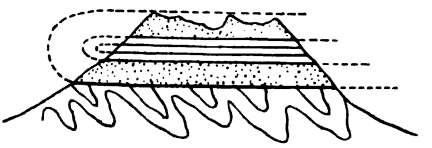

Fig. 122. — Pli couché horizontal à charnière démantelée.

voit se succéder des plis, parfois des dômes, de grande amplitude, sur les versants desquels les couches plongent assez doucement et sont très peu disloquées par des fractures. Au contraire, les parties extérieures abondent en plis aigus et renversés, ainsi qu'en failles, et c'est là que se produisent les accidents remarquables qui amènent parfois de si étranges superpositions.

Par exemple, toute la cime de la Dent du Midi est un fragment d'un pli couché dont la charnière a disparu. C'était autrefois un bourrelet de roches sédimentaires, d'âge crétacé, qu'une poussée orogénique a d'abord relevées en un pli aigu; après quoi le pli s'est complètement renversé, subissant une rotation de 90 degrés, qui a rendu les couches horizontales, et il a été jeté en masse sur des terrains plus anciens. Enfin l'érosion a fait son œuvre, profitant des cassures dont le paquet charrié n'avait pu manquer de s'accidenter, et elle n'en a plus laissé subsister que des lambeaux, enlevant de préférence les parties où le recourbement restait visible, parce que justement celles-là devaient être le plus fortement fissurées (fig. 122).

La cime de la montagne est un de ces lambeaux, et comme la

charnière ne s'y voit pas, aujourd'hui, sans le secours de la géologie, qui fait ressortir des superpositions et des répétitions anomales, on ne soupçonnerait aucun dérangement dans les strates horizontales, empilées avec régularité sur une grande hauteur. Que l'érosion fasse encore des progrès, et quand tout le couronnement crétacé de la montagne aura disparu, rien ne trahira plus l'ancienne existence de ce lambeau, bien propre à faire apprécier l'énergie des refoulements alpins.

Exemple de la Dent de Morcles. — Encore la Dent du Midi ne révèle-t-elle sa structure qu'aux seuls géologues. Mais il est des montagnes où, grâce à la raideur des escarpements et au contraste

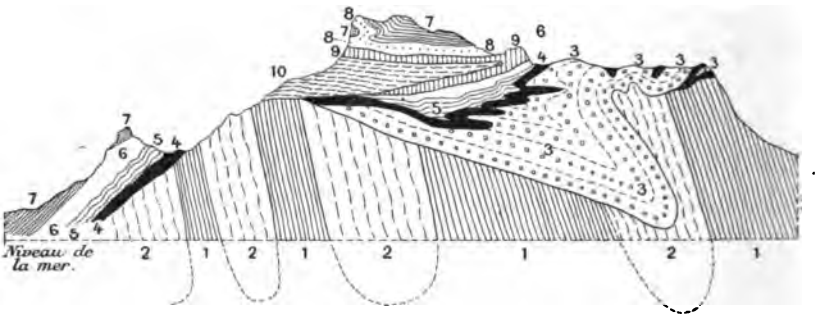

Fig. 123. — Coupe des Dents de Morcles (d'après MM. Renevier et Golliez). — Échelle $\frac{1}{100\,000}$. — 1, schistes micacés; 2, schistes verts (cornes); 3, carboniférien; 4, trias; 5, lias et médiojurassique; 6, suprajurassique; 7, néocomien; 8, barrémien; 9, nummulitique; 10, flysch.

des teintes, la netteté des dislocations est telle que l'œil le moins exercé en saisit immédiatement l'allure. De ce nombre est la Dent de Morcles. Cette cime offre des circonstances extrêmement compliquées, dont la figure 123 donne l'idée. Là encore, lorsque l'érosion, continuant à débiter la montagne, après avoir dispersé le paquet des couches renversées du crétacé et du tertiaire, aura atteint la racine du pli aigu que les assises carboniférienne forment au milieu des schistes cristallins, l'allure régulière de ces derniers ne donnera plus aucune idée de la complication primitive de la cime.

Cette coupe des Dents de Morcles est particulièrement instructive, en ce qu'elle laisse reconnaître la trace d'au moins trois poussées orogéniques d'âge différent. La plus ancienne avait déjà déterminé le plissement des schistes cristallins, lorsque, sur la tranche de ce dernier, les couches carboniférienne sont venues se déposer, à la suite d'un cycle d'érosion qui, après avoir raboté les

montagnes et fait disparaître tous les accidents voisins de la surface, avait dû réduire la contrée à la condition de pénéplaine. Plus tard, en conséquence d'une nouvelle dislocation, les assises du carboniférien se sont trouvées pincées en plis aigus au sein des schistes, chez lesquels les effets de ce dérangement ont dû se superposer aux accidents antérieurs; puis un second cycle d'érosion a plus ou moins aplani la chaîne post-carboniférienne, en attendant que la mer vînt recouvrir la contrée et y déposer les sédiments épais du secondaire et du tertiaire. Enfin les dernières poussées alpines, en même temps qu'elles modifiaient l'allure du substratum déjà disloqué, provoquaient la formation d'une dernière chaîne, assez récente pour que la plupart des accidents compliqués de la surface demeurent encore visibles; car l'érosion n'a pu commencer à s'y attaquer que vers la fin des temps tertiaires. Au contraire, dans la région pyrénéenne ainsi qu'en Provence, où le soulèvement est de date plus ancienne, ce genre de dislocations a laissé si peu de traces que pendant longtemps elles ont complètement échappé à l'attention.

Ainsi, dans les montagnes de fraîche date, l'allure tourmentée de la topographie marche de pair avec une structure stratigraphique également troublée; ce qui se conçoit, puisque l'effort orogénique ne peut produire tout son effet que là où le terrain est libre de céder, c'est-à-dire à la superficie. En revanche, tous les accidents se simplifient dans la profondeur. C'est pourquoi, quand l'érosion a pénétré assez bas pour atteindre les racines d'un massif montagneux, l'état de dislocation des assises ne donne plus qu'une idée très incomplète de ce que devait être le dérangement des parties qui ont disparu.

Signification des injections granitiques. — Dans les exemples que nous venons de citer, il subsiste des traces de ce qui devait former la base des montagnes depuis lors aplanies. Mais il est des cas où cette base elle-même peut avoir été tout entière enlevée. Cependant la place et la direction de l'ancienne chaîne peuvent quelquefois se deviner, lorsque, dans l'axe des plis saillants ou anticlinaux, un magma granitique sous-jacent s'était trouvé sollicité à monter, pour se consolider ensuite sous la pression de quelques milliers de mètres de couches.

C'est ainsi que de longues traînées granitiques marquent souvent l'axe des anciens plissements de la Bretagne, et la façon dont plongent, à droite et à gauche, les sédiments primaires conservés, indique que le granite a dû être injecté au centre des bom-

bements anticlinaux, après quoi, peu à peu, toute sa couverture a été rabotée. La présence de telles traînées suffit donc à faire discerner la place où s'élevaient alors des montagnes, ainsi que le sens général des plissements.

Seulement, si l'alignement des injections granitiques est très net au voisinage du sommet des plis, il doit l'être de moins en moins quand on se rapproche de la nappe interne d'où partaient ces injections. Alors celles-ci s'étalent, et peuvent même se souder ensemble. Telle est sans doute la raison pour laquelle les alignements granitiques sont beaucoup moins nets dans le Plateau Central qu'en Bretagne. Tandis que, dans ce dernier pays, il subsiste encore de nombreux lambeaux des assises du silurien, du dévonien et du carboniférien, le Plateau Central est réduit à son substratum cristallin; s'il a porté originairement une couverture sédimentaire, l'érosion l'a entièrement balayée. On n'y voit donc plus que le socle profond des montagnes qui ont dû accidenter sa surface. Par endroits ce socle plonge dans le réservoir même qui alimentait les éruptions de granite, et pour cette cause la direction que devaient affecter les parties culminantes de ces épanchements demeure beaucoup moins distincte. Ainsi, comme il était naturel de s'y attendre, les signes d'après lesquels on peut essayer de reconstituer les montagnes du temps passé sont de moins en moins nets à mesure que l'époque du soulèvement est plus lointaine.

II

TRAITS GÉNÉRAUX DE L'ÉVOLUTION GÉOGRAPHIQUE

Application des principes posés. Massifs archéens. — L'application raisonnée des principes qui viennent d'être posés a permis, dans ces derniers temps, aux géologues, d'esquisser les traits généraux de l'évolution géographique [1]. Nous allons essayer d'en donner ici un court résumé [2].

1. Voir notamment : Neumayr, *Erdgeschichte*; Ed. Suess, *Antlitz der Erde*; Marcel Bertrand, *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, XVI, p. 576; de Lapparent, *Traite de géologie*, 3e édit., p. 1559, etc. — 2. Pour suivre plus facilement cet exposé, il convient de se reporter à quelque planisphère géologique, tel que celui qui figure sous le numéro 7/8 dans la section *Geologie* de l'Atlas physique de Berghaus.

Nous remarquerons tout d'abord qu'aucun essai de paléogéographie ne peut prétendre à remonter au delà de la période précambrienne. En effet, quand même les schistes cristallins du terrain archéen, qui servent de base aux dépôts stratifiés de cette période, seraient d'anciens sédiments devenus méconnaissables par l'effet du métamorphisme, il n'existerait, dans l'état actuel de la science, aucun moyen d'y établir une chronologie; encore moins pourrait-on entreprendre d'y reconnaître d'anciens rivages. Ce n'est qu'avec les dépôts précambriens, dont le caractère détritique est visible, que cette recherche peut être abordée.

Cela posé, les dépôts en question ayant dû venir s'appuyer contre des massifs de terre ferme que baignaient les océans de la période, c'est surtout autour des régions où l'archéen apparaît seul à la surface du sol qu'on peut espérer de rencontrer la trace des rivages des mers précambriennes.

La figure 124 représente tous les affleurements archéens de quelque importance. Il s'en faut de beaucoup que la totalité de ces noyaux doive être considérée comme ayant appartenu à la terre ferme dès l'époque cambrienne. En effet, non seulement il est très probable que plus d'un affleurement, aujourd'hui regardé comme archéen, pourra être, un jour ou l'autre, rattaché à la série des sédiments métamorphiques de divers âges; mais une partie notable de l'espace couvert par les noyaux en question portait autrefois des sédiments précambriens, qu'une érosion longtemps prolongée en a fait disparaître. Partout les effets de cette érosion ont dû être considérables; car il n'est pas de massifs archéens où le granite n'occupe de grandes étendues, et l'on sait que cette roche a dû être originairement injectée sous une couverture assez épaisse, qui l'empêchait d'arriver au jour; de sorte que sa mise à nu suppose l'enlèvement de bien des centaines, sinon des milliers, de mètres d'écorce.

Dès lors, on peut dire que, pour ce qui correspond aux continents actuels, l'ensemble des surfaces occupées par les massifs archéens visibles est très supérieur à ce que pouvait être alors la surface émergée.

Cette conclusion serait en défaut si de tels massifs, primitivement découverts, avaient été submergés par la suite lors de quelque transgression marine. Mais la géologie montre que ce cas s'est très rarement produit (toujours en se bornant à la considération des continents actuels; car nos mers peuvent cacher des noyaux archéens effondrés).

Continents précambriens. — Il ressort de là un enseignement précieux; car en constatant combien est peu considérable, aujourd'hui, la surface embrassée par les affleurements archéens, on a le droit d'en conclure qu'au début le domaine de la terre ferme devait être très peu étendu.

Ce domaine ne paraît avoir été nettement caractérisé que dans les latitudes tempérées-froides de l'hémisphère boréal. Là seulement l'archéen occupe des espaces assez grands pour qu'il soit légitime de penser qu'une bonne partie au moins devait être à découvert dans l'origine. Ainsi cette formation embrasse à peu près tout le Canada et le Groenland, s'étendant en latitude depuis les grands lacs américains jusque vers le 70e parallèle, et complètement entourée, sauf sur les deux bords du détroit de Davis, par une ceinture de sédiments marins de l'époque paléozoïque.

De l'autre côté de l'Atlantique, l'archéen reparaît, formant le nord de l'Irlande, l'Écosse, les deux tiers de la Scandinavie, la Finlande, le nord-ouest du Spitzberg. Et comme le noyau de schistes cristallins de l'Amérique septentrionale était tranché à pic par l'Atlantique, ainsi celui du nord de l'Europe confine directement au même océan. Pour compléter l'analogie, en Irlande, en Angleterre, en Suède et en Russie, une bande paléozoïque ininterrompue borde le massif archéen et, se recourbant vers l'ouest, reparaît au cap Nord, ainsi qu'au Spitzberg et à Novaïa Zemlia. A supposer qu'on puisse considérer l'Atlantique septentrional comme une brèche ouverte au milieu d'un territoire autrefois continu, ce qui paraît *a priori* légitime et ce que la géologie confirme, il en résulte que l'hémisphère boréal a dû posséder autrefois, à peu près sur 100 degrés de longitude, avec un maximum de 30 degrés en latitude, une bande de terre ferme qu'entouraient de tous côtés les mers de l'époque primaire.

Traces de dépôts littoraux précambriens. — Cependant comme, ainsi que nous l'avons souvent rappelé, l'apparition au jour des roches archéennes pourrait tenir simplement à ce qu'une érosion longtemps prolongée, combinée avec un exhaussement graduel du sol, en aurait dégagé la surface, la conclusion que nous venons de tirer, pour être justifiée, réclame une preuve positive. Cette preuve sera fournie si l'on peut montrer, sur la bordure du massif en question, des traces incontestables de dépôts littoraux appartenant à la plus ancienne des époques géologiques.

Tel est précisément le cas. Sur le bord des grands lacs américains, on voit s'appuyer, contre la surface du terrain archéen dis-

loqué, une puissante série de grès grossiers, et même de *conglomérats*, autrement dit de dépôts de rivage avec gros galets, qui

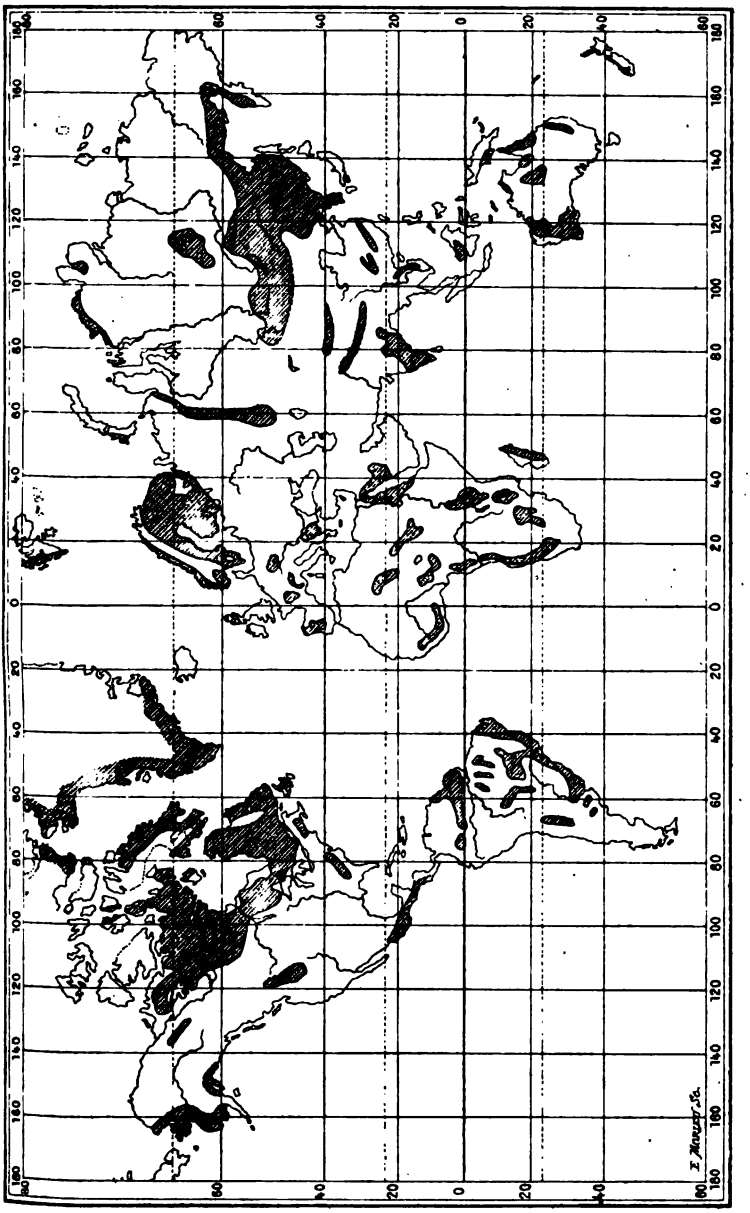

Fig. 124. — Carte des affleurements du terrain archéen.

sont d'âge *précambrien*, c'est-à-dire représentant la base des premières formations fossilifères. Une observation semblable vient

d'être faite au Labrador. De même, en Écosse, aux abords du Loch Torridon, un grès à grain grossier, exactement du même âge, repose en couches à peine dérangées sur les gneiss et micaschistes disloqués. Enfin une formation équivalente existe en Norvège.

La bande archéenne de l'hémisphère boréal n'est donc pas seulement la base, découverte par l'érosion, des plus anciens sédiments connus. Une grande partie de sa surface a dû être émergée dès l'époque précambrienne; cette bande, de forme elliptique, a été le premier massif important de terre ferme. Quant au relief que pouvait posséder ce massif, certainement il n'était pas négligeable; car les schistes cristallins s'y montrent plissés et disloqués, comme cela n'arrive qu'à la racine des montagnes; et les conglomérats précambriens laissent soupçonner, soit de hautes falaises, soit des torrents débouchant à la mer le long d'une côte escarpée. Aussi les géologues admettent-ils qu'une chaîne de montagnes (dite *huronienne* parce qu'elle a disloqué les dépôts d'âge huronien) se dressait vers la fin des temps archéens sur le bord méridional du massif.

Cette chaîne était d'ailleurs en majeure partie rabotée par l'érosion, quand les dépôts de la mer précambrienne sont venus s'appuyer sur son flanc.

Noyaux archéens divers. — En dehors du massif qui vient d'être décrit, on ne trouve plus d'affleurements archéens de quelque importance qu'au Brésil (en y comprenant la Guyane), ainsi que sur les confins de la Mongolie et de la Sibérie. Encore ces noyaux sont-ils beaucoup plus intimement associés à des affleurements paléozoïques, qui semblent y avoir formé une couverture continue; et à l'exception peut-être de la région chinoise du Wutaï-Chan, on n'y peut pas citer avec certitude de bordure précambrienne à éléments grossiers; peut-être donc existait-il des îles sur ces territoires; mais elles devaient être d'étendue médiocre et probablement peu stables.

Le noyau archéen qui s'allonge, à partir du Montana, sur le flanc occidental de la Cordillère américaine; celui qu'on voit apparaître dans les Appalaches; enfin la longue bande qui forme l'axe de l'Oural, sont venus au jour, comme aussi l'axe cristallin des Alpes, par suite de soulèvements bien caractérisés, et rien ne prouve qu'aucune de leurs parties fût émergée aux temps précambriens. Quant aux petits massifs archéens du sud de l'Armorique, du Plateau Central de la France, de la Bohême, du Rhodope, etc., les probabilités sont pour que, de très bonne heure, ils aient formé des îlots. Mais si cette condition insulaire était certainement acquise

lors du silurien, il est possible qu'elle ne fût pas encore bien dessinée dès la période précédente.

En Afrique, depuis le tropique du Cancer jusqu'au Cap, l'archéen n'est jamais bien loin du jour; mais il n'occupe pas de territoires étendus sans mélange de sédiments paléozoïques, et il en est de même pour l'Australie. On en peut conclure que si, dès les commencements de l'ère primaire, ces contrées pouvaient avoir une tendance marquée à l'émersion, rien n'autorise la supposition qu'il y existât alors des îles stables et de notable superficie. D'ailleurs la complète similitude des faunes marines primaires de l'Afrique et de l'Amérique du Sud avec celles de l'Amérique du Nord prouve que, de l'un à l'autre de ces pays, la libre communication des mers était largement assurée.

En résumé, la paléogéographie de l'ère primaire semble avoir comporté dès le début : 1° une bande de terre ferme, bien dessinée en longitude sur près de la moitié de l'hémisphère boréal, peut-être avec un appendice isolé sur la Chine et la Sibérie; 2° au sud de cette bande, une zone de sédimentation active, s'étendant en moyenne jusqu'au tropique du Cancer, et où des îlots étaient seuls émergés; 3° sur l'équateur et dans l'hémisphère austral, des mers largement étendues, mais ne déposant nulle part une épaisseur de sédiments assez grande pour rendre un jour difficile l'apparition à la surface du substratum archéen.

Modifications géographiques de l'ère primaire. — Cet état de choses s'est modifié, durant les temps primaires, d'abord par l'affermissement définitif de certains noyaux qui n'ont plus été sujets à submersion, ensuite par la naissance de plusieurs chaînes de montagnes qui, tour à tour, sont venues se dresser contre le bord méridional du continent boréal, ajoutant chaque fois à son étendue une bande d'ondulations bientôt rabotées par l'érosion.

C'est ainsi qu'à la fin de l'époque silurienne, les dépôts marins qui s'étaient accumulés contre le bord du continent précambrien ont été refoulés vers le nord, formant par leur émersion la chaîne *calédonienne* de M. Suess. Cette chaîne s'étendait de l'Écosse à la Norvège, et son flanc sud, battu par les flots de la mer dévonienne, voyait se former à ses dépens les conglomérats et les graviers du *vieux grès rouge* des Orcades. Plus tard encore, après le dépôt de la majeure partie du terrain houiller, alors que les vrais reptiles, jusqu'alors inconnus, allaient faire leur apparition, les sédiments précambriens, siluriens, dévoniens et carboniériens subirent une énergique poussée, qui les releva en une chaîne large et impor-

tante, dont on retrouve les traces depuis l'Armorique, par l'Ardenne, jusqu'à la Saxe et à la Bohême; c'est la chaîne *armoricaine et variscique* de M. Suess, la chaîne *hercynienne*[1] de M. Marcel Bertrand. Juste au même instant le bourrelet des Appalaches se dressait en Amérique contre le bord de l'ancien noyau archéen, tandis que la région située à l'ouest de l'emplacement actuel des Montagnes Rocheuses continuait à demeurer presque tout entière sous les eaux marines.

Continents carbonifériens. — A ce moment l'étendue des terres émergées, sur l'hémisphère boréal, s'est trouvée plus considérable qu'elle n'avait jamais été (fig. 125). En Europe, à part quelques lagunes difficiles à délimiter, la mer était absolument reléguée dans la région méditerranéenne, et elle ne s'épanouissait qu'à l'est, où un bras assez large dans le nord allait du Caucase à la mer Blanche. Toute l'Asie, au nord de la Perse et de l'Himalaya, a dû former alors un continent, que la mer contournait à l'est[2], sans s'écarter beaucoup des limites actuelles de l'océan Pacifique. Le rivage de cette mer, par le Kamtchatka et la pointe de l'Alaska, devait venir rejoindre, en Amérique, à peu près l'intersection du 55e parallèle avec le 120e méridien; puis, descendant vers le confluent du Missouri et du Mississipi, il allait toucher la nouvelle chaîne appalachienne, pour se trouver rejeté au sud, vers la Floride, les Antilles et la Guyane.

Continent austral. — Mais le changement le plus remarquable est celui qui venait de s'accomplir dans les régions méridionales et australes. De l'Amérique du Sud, il n'y avait alors sous les eaux que la dépression des Amazones, le Pérou et une partie de la Bolivie. Si en Afrique la mer pouvait passer du Maroc au delta égyptien, et de là sur la Perse, tout le reste du continent noir était émergé, et cette émersion s'étendait à l'Arabie, à l'Hindoustan, à la presque totalité de l'Australie. D'ailleurs, la similitude des flores contemporaines autorise à croire qu'aucune mer ne passait alors entre l'Afrique et le Brésil. Ainsi non seulement l'ancienne bande continentale de l'hémisphère boréal s'était accrue au midi, et avait vu naître sur son prolongement la grande terre asiatique, mais un nouveau continent venait de s'individualiser au sud, embrassant près de *deux cents degrés* en longitude et capable de s'étendre en latitude sur 60 degrés. Séparé des terres boréales par un fossé

1. Il importe de rappeler que le mot *hercynien* est souvent employé avec des acceptions très différentes. Beaucoup d'auteurs allemands en restreignent l'application aux directions orographiques qui sont parallèles au Hartz. — 2. Cette indication est donnée sous la réserve des modifications que pourra nécessiter l'étude géologique, aujourd'hui à peine commencée, de l'Asie septentrionale.

maritime sinon continu, du moins ne laissant s'établir que des communications temporaires ou précaires, fossé qui ne devait se

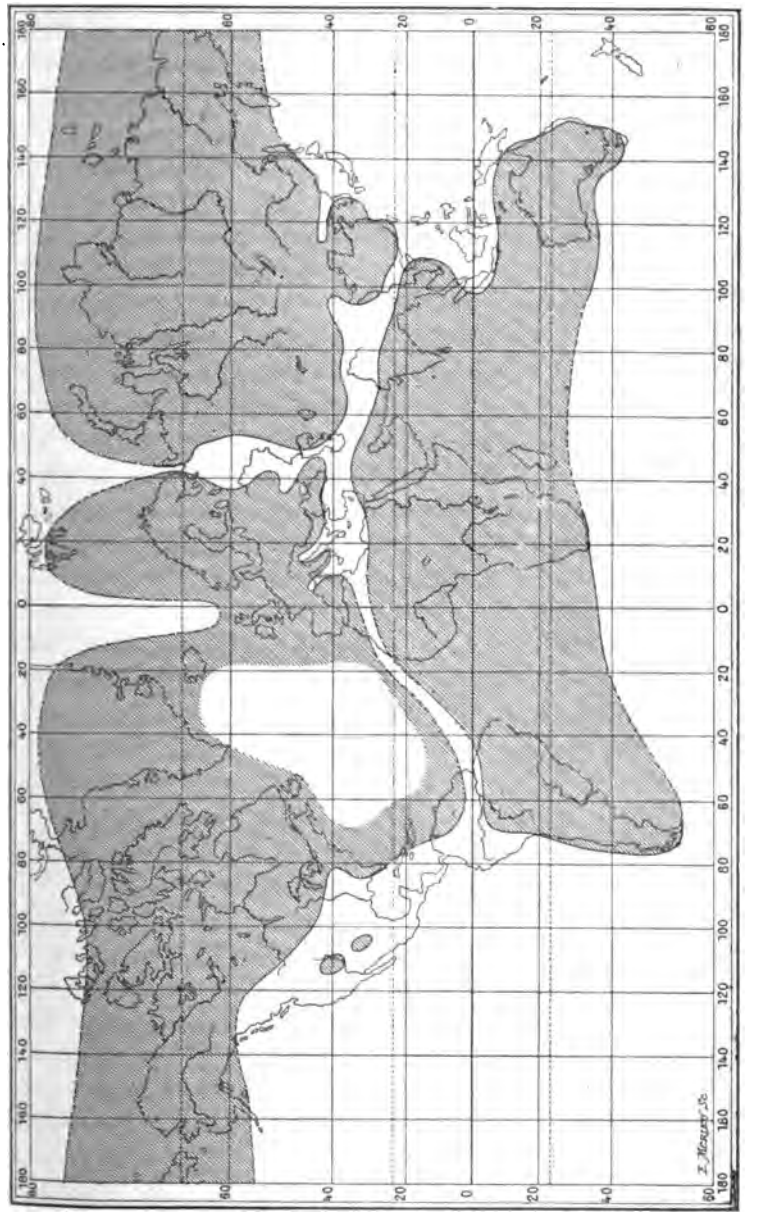

Fig. 125. — Esquisse des continents vers la fin de la période carboniférienne.

fermer à l'Orient que beaucoup plus tard; enfin placé à cheval sur l'équateur et les tropiques, ce continent était destiné à demeurer

bien distinct, par sa faune et sa flore, des terres septentrionales, où régnaient de tout autres conditions physiques.

A cela ne s'est pas bornée la différence entre les deux groupes de terres. Le continent boréal s'était surtout formé par adjonction de nouvelles bandes, venant sans cesse s'appliquer, comme des ondes successives, contre le bord méridional, de plus en plus élargi, de l'ancien noyau archéen. Au contraire, dès sa naissance, le continent *indo-africain*, soudé avec le Brésil (terre *brésilio-éthiopienne* de Neumayr), a possédé une remarquable stabilité, qui l'a rendu tout à fait impropre au ridement. Aucune chaîne de montagnes ne s'y est dressée. Seulement contre son bord occidental, la chaîne des Andes a fini par faire naître un puissant mais étroit bourrelet, pendant qu'un autre s'appuyait, en Australie et en Nouvelle-Zélande, contre son bord oriental. Sur tout ce qui reste de sa surface, au Brésil comme en Afrique, il ne s'est plus développé depuis lors que des sédiments *d'origine continentale*, au dépôt desquels la mer n'a pris aucune part. L'horizontalité de ces dépôts terrestres a été à peine troublée avec le temps, et l'érosion qui, à la longue, les a découpés en compartiments, a presque partout réussi à atteindre, sur les bords des lambeaux, leur substratum primaire ou cristallin.

Continents jurassiques. — Cependant l'unité du grand territoire austral ne devait pas être pour cela indéfiniment respectée. S'il n'est pas prouvé qu'aucune atteinte grave y ait été portée pendant les temps triasiques et la première partie des temps jurassiques, du moins, lorsque ces derniers ont pris fin, de larges brèches venaient de s'ouvrir, l'une entre le delta égyptien et la pointe de Madagascar (*golfe éthiopien* de Neumayr), une autre entre l'Arabie et l'Hindoustan (fig. 126). C'était le prélude de la dislocation du massif.

Pendant ce temps, la mer ne respectait plus en Europe que l'Écosse, la Scandinavie, le Plateau Central et divers îlots échelonnés entre le Portugal, la Bohême et le Caucase; après quoi elle s'étendait largement sur la Russie orientale et la Perse, couvrant le Tibet, tandis qu'elle évitait la Chine et la Sibérie, sauf quelques échancrures marines aux embouchures de l'Ob, du Yeniséi et de la Léna. En somme, la dépression méditerranéenne s'était reconstituée et élargie, et au même moment une dépression analogue séparait les deux Amériques, entre le Mexique central et le Vénézuéla, tandis que le continent boréal continuait à s'étendre à travers l'Atlantique, de la Floride à la pointe de la

Bretagne. La fosse méditerranéenne gardait seule le privilège du régime pélagique, c'est-à-dire de la haute mer; et c'est par des

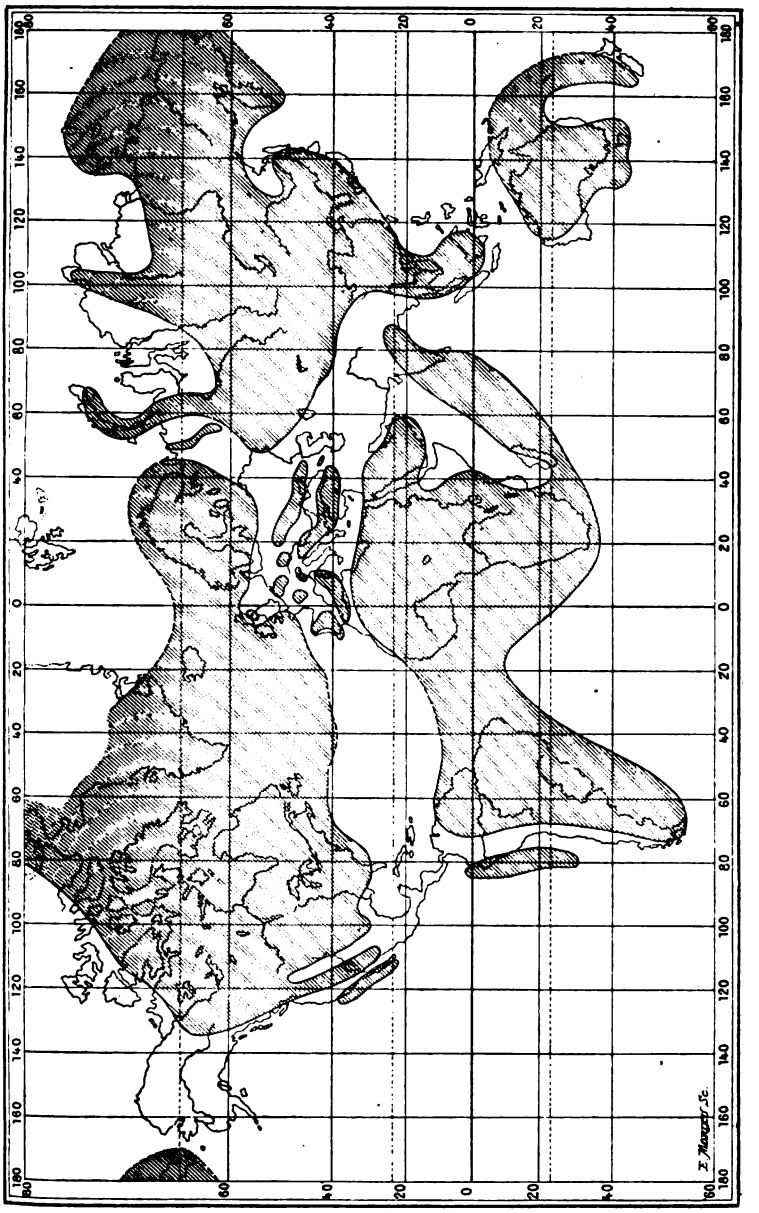

Fig. 136. — Esquisse des continents vers la fin de la période jurassique.

dépôts d'eau peu profonde que se comblaient les cavités de l'archipel européen.

Dernières périodes géologiques. — Alors arrivent les temps crétacés. Peu à peu, une lente invasion de la mer se prononce, dont chaque étape marque un nouveau progrès. En Amérique, la côte atlantique des États-Unis et tous les abords du golfe du Mexique finissent par être largement submergés, en même temps que la mer prend possession de tout le territoire des Montagnes Rocheuses jusqu'à l'Alaska. De l'archipel d'Europe, il ne subsiste plus que des îlots; mais, si toute la Russie méridionale est inondée, en revanche le détroit de l'Oural, naguère bien ouvert, subit une fermeture momentanée.

Rien de pareil ne se produit sur ce qui subsiste du continent austral. L'époque crétacée n'y est représentée que par des sédiments d'origine continentale. A peine si, en deux ou trois points du littoral actuel, une étroite bande de crétacé marin a réussi à se coller. L'invasion marine ne se fait sentir qu'au nord de l'Afrique, c'est-à-dire dans une région dépendante de la dépression méditeranéenne, et dont l'histoire est bien mieux liée à celle de l'Europe qu'aux annales du continent africain.

C'est dans ces conditions que s'ouvrent les temps tertiaires. La mer est partout en recul. La Méditerranée perd bien vite son régime pélagique. Elle se partage en sillons, où s'accumule la formation *nummulitique*, que la poussée pyrénéenne fait bientôt émerger en grande partie. Puis la même mer, qui naguère passait librement de la Hongrie à l'Himalaya, se ferme définitivement à l'est. Même un moment arrive où les régions qui la bordaient, serrées entre la masse stable indo-africaine et les lambeaux rigides de l'ancienne terre boréale, se dressent en plis et en dômes gigantesques, sous la forme des Alpes, de l'Atlas, du Caucase, des chaînes iraniennes et de l'Himalaya. Pendant un certain temps, la Méditerranée n'est plus guère qu'un souvenir. Mais son soulèvement avait dépassé la mesure, et une partie des territoires ainsi émergés se met à s'effondrer. Chaque compartiment s'affaisse à son tour, glissant le long de cassures par où l'activité éruptive va se manifester au dehors sous la forme de volcans. Ainsi naissent une série de fosses, tyrrhénienne, adriatique, sicilienne, jusqu'à la mer Égée, créée la dernière aux dépens d'un territoire où s'étendaient de vastes nappes d'eau douce.

Tandis que ces choses s'accomplissent en Europe, la rupture définitive du continent, qui jusqu'alors avait fermé l'Atlantique au nord, permet pour la première fois le mélange des eaux boréales avec celles des mers subtropicales. Aussi, pendant que

l'effondrement de l'Atlantique, accompagné d'une abondante sortie de laves, morcelle les terres britanniques et la Scandinavie, un grand trouble s'introduit dans les climats. A plusieurs reprises, les glaces s'emparent d'immenses surfaces en Amérique et en Europe, s'avançant dans le premier de ces pays jusqu'au 40e parallèle. Puis l'équilibre se rétablit, et l'homme, dernier venu sur la terre, après avoir assisté à la plus récente de ces invasions, remonte peu à peu vers le nord, à mesure que les glaces se retirent.

Traits généraux du dessin paléogéographique. Unités stables. — A travers ces vicissitudes si variées, il est un certain nombre de traits qui méritent particulièrement de fixer l'attention.

Le premier est la permanence de l'océan Pacifique. Les contours actuels de cet océan ne diffèrent pas beaucoup de ce qu'ils étaient à la fin des temps primaires. Ils n'ont, dans l'intervalle, subi que de faibles variations, et rien n'autorise à croire qu'une partie quelconque de l'espace recouvert par cette vaste nappe d'eau ait jamais été émergée. C'est donc une unité très homogène et très stable, dont le caractère est encore accusé par le bourrelet continu qui l'enserre, à l'est sous la forme des Cordillères américaines, à l'ouest dans les longues chaînes d'îles, si bien alignées, qui vont de la Sibérie à l'Australie.

Tout autre est la destinée de l'océan Atlantique, dont aucune chaîne côtière ne dessine les bords, et qui ne doit son dessin actuel qu'à deux événements tardifs : d'un côté l'écroulement du barrage boréal, de l'autre la rupture du lien qui unissait le Brésil à l'Afrique équatoriale.

On remarquera de plus que les terres comprises, de part et d'autre de l'Atlantique, entre l'Alaska et l'Oural, forment un ensemble très homogène par sa constitution comme par sa structure. Aujourd'hui très morcelée, mais autrefois continue, cette bande s'est consolidée de très bonne heure, et seules les additions faites à son bord méridional ont affecté la condition de plissements.

Moins ancienne, mais tout aussi homogène et aussi stable depuis les temps primaires, est cette terre indo-brésilienne, que des fractures nord-sud ont maintes fois morcelée, et que menacent encore les effondrements linéaires, de même direction, au fond desquels s'alignent les grands lacs de l'Afrique.

Dépression médiane. Zone de plissements. — C'est entre ces deux unités stables du nord et du sud que s'étend la zone faible de l'ancien monde, celle où les profondeurs maritimes se sont le mieux

maintenues et où a persisté le plus longtemps le régime pélagique. Dans ce grand fossé s'est concentrée la sédimentation marine des temps secondaires et tertiaires, à peine représentée en dehors de cette zone. Mais le dépôt des couches a été interrompu par des ruptures d'équilibre, pendant lesquelles les assises déjà formées, obéissant à une violente poussée, émergeaient tour à tour, pour se dresser en plis entre les deux étaux qui les comprimaient, l'un au nord, l'autre au sud. La compression a reçu des formes très diverses selon les obstacles rigides, d'ancienne consolidation, qui pouvaient se trouver en travers du mouvement. En Europe, ces obstacles étaient peu étendus, et leur présence n'a que peu altéré la direction générale des plis, demeurée parallèle à l'axe de la fosse méditerranéenne. Néanmoins, dans le détail, l'influence des massifs rigides s'est traduite par de nombreuses déviations; nous citerons: le changement de direction des plis espagnols, lorsqu'à l'extrémité de l'Andalousie ils se recourbent brusquement au nord-est pour se conformer au bord de l'ancien plateau ibérique; la bifurcation des Alpes orientales, lorsqu'à la rencontre du massif hongrois (aujourd'hui presque totalement effondré), elles se partagent en deux branches, dont l'une, par les Carpathes, fait tout le tour du massif, tandis que l'autre, la chaîne dinarique, se dirige au sud-est. Puis, c'est l'obstacle archéen du Rhodope, qui, d'un côté, ramène le Balkan dans sa direction primitive, pour le rejeter (sauf l'interruption de la mer Noire) vers la Crimée méridionale et le Caucase; tandis que, de l'autre côté, il maintient l'alignement dinarique jusqu'au Pinde; après quoi la direction tourne brusquement à l'est et rejoint les plis de l'Asie Mineure, sauf la lacune produite par le tardif effondrement de la mer Égée.

En Asie, l'influence des massifs anciens sur les montagnes de récente formation s'accuse d'une façon encore plus visible. Contre le Pamir viennent buter à la fois l'angle du massif ancien du Tibet et celui du noyau archéen qui se développe plus loin en Mongolie. Aussi, à partir de là, les plis de récente formation s'épanouissent-ils en éventail, engendrant : au sud la chaîne himalayenne, qui, serrée par l'Hindoustan, se rejette brusquement au sud-est après le golfe du Bengale, comme par l'effet de la résistance offerte par l'ancien massif de la Chine; au centre, le Kouenlun et le Nan-Chan; au nord, le Tien-Chan et cette chaîne sibérienne, dont la Lena suit longtemps le pied avant de se couder vers la mer Glaciale.

Divisions naturelles de la terre ferme. — Depuis qu'il a été

reconnu que l'Arabie, l'Hindoustan et l'Australie se rattachaient, par leur structure, à l'Afrique équatoriale et australe, de sorte que c'étaient en quelque sorte des appendices *parasites*, artificiellement soudés au continent asiatique, les géographes ont pris coutume de partager l'ancien monde en deux parties : au nord l'*Eurasie*, dont tout le bord méridional (comprenant l'Atlas) est une zone de grands plissements modernes; et au sud l'*Indo-Afrique*.

Il nous paraît qu'il serait plus légitime de distinguer trois parties : au nord, les restes depuis longtemps aplanis de l'ancien continent boréal ou *paléarctique*, comprenant le nord des Iles Britanniques, la Scandinavie, toute la Russie et la majeure partie de la Sibérie; au centre, la zone des grands plissements pyrénéens et alpins, qui est en même temps celle des effondrements que nous appellerons méditerranéens; au sud, les restes morcelés du vieux plateau indo-africain.

De même, en Amérique, nous distinguerons l'ancien massif canadien, homologue de la Scandinavie, et qui, à toutes les époques géologiques, s'est avancé comme un coin vers le sud; puis la zone plissée, aux sédiments secondaires et tertiaires, qui fait tout le tour de ce massif, depuis l'Alaska jusqu'aux Appalaches, zone en avant de laquelle s'est produit l'effondrement des Antilles, dont la limite sud est formée par les chaînes vénézuéliennes, prolongement des Andes, recourbé autour du noyau de la Guyane comme s'il allait rejoindre, sous l'Atlantique, l'Atlas marocain; enfin le massif stable du Brésil, ancienne dépendance de l'Afrique, contre lequel le bourrelet des Andes s'est collé, exactement comme les montagnes de la Nouvelle-Galles du Sud et de la Nouvelle-Zélande sont venues s'appliquer contre l'extrémité australienne du plateau indo-africian.

Plissements américains. — Il reste à justifier la continuité que nous admettons ici entre les Montagnes Rocheuses et les Appalaches, continuité que semble démentir la topographie si uniforme des plaines du Texas, par lesquelles s'ouvre comme une énorme brèche entre les chaînes atlantiques et la Cordillère des États-Unis.

Or il est aujourd'hui prouvé que la condition montagneuse actuelle des Appalaches, en Amérique, tient à une série de cassures peu anciennes, qui ont, par le jeu mutuel des compartiments voisins, restitué en partie, sous forme de gradins successifs, le relief d'une très ancienne chaîne de même direction. Cette chaîne était née à l'époque carboniférienne et avait été complètement rabotée

depuis lors. Aujourd'hui la saillie des Appalaches s'atténue peu à peu au sud-ouest, et la montagne semble s'enfoncer progressivement sous les plaines de l'Alabama, sans qu'on puisse comprendre quelle raison détermine cette disparition.

Mais si, au lieu de s'attacher à la saillie orographique, on suit les plis que dessinent les courbes primaires disloquées, dont les tranches apparaissent, sous les dépôts superficiels, comme formant le fond de ces plaines, on voit que les plis ne s'interrompent pas avec la fin de la montagne. Ils s'infléchissent peu à peu vers l'ouest, et on les retrouve encore bien marqués, dans le Territoire indien, allant sans doute rejoindre les anciennes rides des Montagnes Rocheuses, rides qu'un effort orogénique récent a en partie ressuscitées. Et ainsi renaît aux yeux du géologue la chaîne de montagnes qui, vers la fin des temps primaires, encadrait la grande pointe continentale que formait déjà la terre américaine, au temps où presque tout ce qui dépasse les Montagnes Rocheuses vers l'ouest était pour longtemps encore sous les eaux marines.

Dans cette conception, la région des Antilles jouerait, par rapport aux deux Amériques, un rôle analogue à celui que joue la grande fosse méditerranéenne entre l'ancien continent boréal et la terre indo-africaine. Pour compléter cette analogie, on revoit, sur le bord de la dépression des Antilles, les mêmes calcaires crétacés à rudistes que dans la Méditerranée européenne, et tout récemment on vient de retrouver au Mexique cette formation nummulitique qui, des Pyrénées à l'archipel Malais, est la forme méditerranéenne du tertiaire inférieur.

Nous n'avons fait, dans tout ce qui précède, qu'effleurer en passant les grandes questions de la paléogéographie. Néanmoins nous croyons en avoir dit assez, d'abord pour montrer le puissant intérêt de ces études, ensuite pour fournir un cadre général aux considérations qui vont trouver leur développement dans la description de chaque région.

SEIZIÈME LEÇON

L'EUROPE. — LES ILES BRITANNIQUES

I

APERÇU GÉNÉRAL SUR L'EUROPE

Forme des côtes européennes; caractères de l'Europe septentrionale. — De toutes les divisions de la terre ferme[1], l'Europe est celle dont le contour offre les plus profondes découpures. A l'exception de sa limite orientale, la mer trouve partout un facile accès vers l'intérieur. Cette circonstance est le mieux marquée dans la région méditerranéenne où, jointe à la douceur du climat, elle a puissamment contribué au rapide développement de la civilisation dans ces parages.

Il y a du reste, entre le nord et le sud de l'Europe, une différence fondamentale en ce qui regarde le mode de morcellement de la terre ferme. Si découpées que soient les côtes des Iles Britanniques et de la Scandinavie, nulle part elles ne bornent ni n'encadrent de grandes profondeurs maritimes. Au large de l'Irlande, des Hébrides et même des Shetland, s'étend un plateau sous-marin qui va se souder, d'une part, au fond du golfe de

1. Nous nous faisons ici un devoir de reconnaître à quel point la partie descriptive de notre tâche a été facilitée par des ouvrages tels que la *Länderkunde* de Kirchhoff (à laquelle MM. Penck et Th. Fischer, entre autres, ont donné de si importantes contributions) et les livres récents de M. Sievers sur l'Asie, l'Afrique et l'Amérique. D'autre part, nous avons fait de nombreux emprunts à l'*Antlitz der Erde*, où M. Ed. Suess a semé, avec les trésors de son incomparable érudition, tant d'aperçus originaux de la plus haute portée. Le premier volume de ce grand ouvrage vient de devenir accessible à tous les lecteurs français, grâce à la traduction dont M. de Margerie a dirigé la publication, *La Face de la Terre*, t. I, Paris, 1897.

Biscaye, de l'autre à la Norvège méridionale, et où l'épaisseur de la nappe d'eau est partout inférieure à 200 mètres. Ce même plateau longe la Norvège et s'épanouit un peu devant les îles Lofoten. Enfin la Baltique appartient tout entière à cette zone de bas-fonds. En réalité, la séparation de la Finlande et de la Suède n'est guère qu'une apparence, et les Iles Britanniques sont un véritable appendice du continent européen, appendice à l'isolement duquel l'érosion marine, si puissante dans cette région, a certainement contribué pour une bonne part.

D'ailleurs, si loin qu'on aille entre les Shetland et l'Islande, on n'y rencontre pas de profondeurs supérieures à 2000 mètres, et le long de la Norvège, jusqu'au cercle polaire, ce chiffre n'est atteint qu'à une grande distance de la côte.

Différence avec la zone méditerranéenne. — Au contraire, dans la Méditerranée, la zone des fonds de moins de 200 mètres n'occupe une surface appréciable que dans l'Adriatique. Partout la courbe bathymétrique ou *isobathe* de 2000 mètres longe les rivages à faible distance, et quatre fosses importantes offrent des profondeurs comprises entre 3 et 4 kilomètres. La première est située entre les Baléares et la Sardaigne; la seconde s'ouvre sous la mer Tyrrhénienne; la troisième, encore plus étendue, se trouve entre la Sicile et la Crète; enfin la quatrième est rencontrée par la sonde quand on va de l'île de Crète à la côte égyptienne. Les découpures de cette mer appartiennent donc à un tout autre type que celles du nord. Elles rentrent dans la catégorie des *côtes à grands lobes* [1], résultat de mouvements tectoniques avec effondrements, tandis qu'un léger gauchissement, combiné avec une active érosion par les vagues, peut suffire à rendre compte de l'état des côtes septentrionales, du moins si l'on en excepte la partie qui borde immédiatement l'Atlantique. En effet, cette dernière abonde en *fjords*, où nous savons [2] qu'il y a lieu de rechercher l'influence exercée par l'état de crevassement d'un terrain qui a subi un grand effort de rupture.

D'autre part, toutes les hautes montagnes de l'Europe appartiennent à la région méditerranéenne. Il y a un rapport étroit entre la cause qui les a fait surgir et celle qui a déterminé les fosses marines du midi. Dans le nord, en Écosse comme en Norvège, il existe assurément des contrées *montueuses*, mais il n'y a pas de *chaînes* de montagnes. Le terrain se relève assez

1. Voir plus haut, p. 282. — 2. Voir plus haut, pp. 134, 273.

régulièrement de l'est à l'ouest, si bien que les plus fortes altitudes font directement face à l'Atlantique, par lequel on les voit brusquement tranchées. De là cette sensation de montagnes que les rivages scandinaves, par exemple, éveillent chez le navigateur qui les aborde. Mais l'impression s'évanouit quand, après avoir gravi les pentes abruptes du versant occidental, on se trouve sur de hautes terres d'où, parfois, toute cime est absente aussi loin que la vue puisse porter.

Enfin, autant la partie méridionale de l'Europe présente de variété, autant la bande septentrionale est homogène et uniforme, depuis le nord de l'Irlande jusqu'à la Finlande. Partout domine, comme fond, le terrain archéen, façonné en une pénéplaine, qui a été disloquée sur son bord par des cassures récentes, ou accidentée par des massifs de nature éruptive. De plus, toute la partie montueuse de la bande porte des traces manifestes d'une action glaciaire de fraîche date, telle qu'il doit s'en produire dans la *zone centrale*[1]; et au delà règne dans toute sa netteté le paysage morainique de la *zone périphérique*. Enfin le bord extrême de la bande, sur les rives de la mer du Nord et de la Baltique, est constitué par une zone de *pays bas*, où les dépôts des moraines terminales venues du nord s'enchevêtrent avec les alluvions de l'embouchure des fleuves coulant en sens inverse.

Zone médiane. — Entre la zone septentrionale de l'Europe et les pays méditerranéens s'étend, limitée au sud par la chaîne alpine et ses dépendances, une bande médiane, que caractérisent la variété et l'apparente indécision de son orographie. Une série de massifs s'y succèdent comme en chapelet, et les cours supérieurs des rivières s'y enchevêtrent, en quelque sorte, les uns dans les autres. La géologie révèle la cause de cette confusion dans les obstacles que les mouvements orogéniques de date tertiaire ont éprouvés de la part d'une suite de noyaux archéens rigides, semés en travers de la poussée. En plus d'un point, cette résistance a fait naître des espèces de bassins, enfermés dans une ceinture de bourrelets montagneux, d'où les cours d'eau s'échappent en ouvrant des brèches. La variété est grande parmi les sédiments secondaires et tertiaires dont cette zone médiane est surtout composée, et qui tous, formés non loin des rivages, dans des bassins assez limités, contrastent avec le caractère pélagique des dépôts plus méridionaux.

1. Voir plus haut, p. 226.

Massif russe. — Tout ce qui vient d'être dit s'applique à la partie de l'Europe située à l'ouest de la Russie. Mais l'immense territoire compris entre la mer Glaciale et la mer Noire se détache du reste comme une unité à part. Le relief y est insignifiant et d'une remarquable uniformité. Cependant le système hydrographique ne laisse voir aucune indécision. On pressent qu'une très longue érosion a eu le temps d'aplanir le terrain et d'y régulariser l'écoulement des eaux, sans qu'aucun plissement vînt interrompre l'œuvre de nivellement.

Et de fait, la géologie nous apprend à y reconnaître un territoire où les plus anciens sédiments siluriens sont demeurés horizontaux, tous les efforts orogéniques étant venus mourir contre le bord occidental de ce môle gigantesque. Tandis qu'au sud des incursions marines toujours tranquilles ont largement étalé leurs dépôts, la grande nappe glaciaire a recouvert, au nord-ouest, les deux tiers de la superficie du massif russe. Encore les accumulations morainiques ont-elles été assez longtemps exposées à l'érosion pour que toute indécision ait disparu de leur surface.

Caractères du réseau hydrographique de l'Europe. — Un fait remarquable est l'indépendance presque complète du réseau hydrographique européen vis-à-vis de l'océan Atlantique. Aucune rivière digne de ce nom n'arrose le versant occidental de la Norvège. La Grande-Bretagne n'en envoie pas non plus dans la même direction. Des deux fleuves français qui s'y rendent, l'un, la Loire, ne le fait qu'après avoir, en quelque sorte, essayé de trouver une issue vers le nord, et encore ne se dirige-t-il vers l'ouest que parce que, durant la fin des temps tertiaires, la mer était venue là à sa rencontre jusqu'aux approches de Blois. Quant aux rivières de la péninsule ibérique, à l'exception du Guadalquivir, elles n'arrivent à l'Océan que par des gorges étroites, accusant un travail qui ne peut être de bien ancienne date.

Pendant ce temps, les fleuves de beaucoup les plus considérables de l'Europe, Èbre, Rhône, Pô, Danube, Dniepr, Don, Volga, se rendent au sud, dans la dépression méditerranéenne ou ses annexes. Et de leur côté la mer du Nord et la Baltique reçoivent l'important tribut de la Tamise, de la Meuse, du Rhin, du Weser, de l'Elbe, de l'Oder, de la Vistule, qui tous s'y dirigent sans indécision. Comme si, dans ces deux sens, il y avait eu, de longue date, appel des eaux courantes, tandis que l'issue vers l'Atlantique aurait été tardivement ouverte.

Or justement la géologie nous enseigne que le pays de Gallès,

la Cornouaille anglaise, l'Armorique, la *Meseta* ibérique, sont de véritables ruines, restes de massifs autrefois bien plus étendus vers l'ouest, et d'où s'échappaient, à de certaines époques, notamment au début de la période crétacée, de puissants fleuves comme celui qui, arrosant l'Angleterre, venait déboucher sur l'emplacement des Pays-Bas. L'érosion marine a peu à peu rongé ces territoires, et pour tout ce qui dépasse le 55e degré de latitude, les flots de la mer ont pénétré assez tard dans ces parages, trouvant d'ailleurs des côtes trop escarpées pour qu'un réseau de cours d'eau tributaires ait pu faire autre chose que de s'ébaucher.

Au contraire, une grande dépression a toujours existé, longtemps même avec le régime de haute mer, là où se trouve aujourd'hui la Méditerranée ; et lorsqu'aux temps tertiaires presque toute la zone médiane de l'Europe était définitivement émergée, les eaux marines occupaient la place de la bande des Pays-Bas septentrionaux, passant entre la Suède et les collines de l'Allemagne. Le réseau hydrographique créé de ce dernier côté n'a eu qu'à s'allonger vers le nord, à mesure que diminuait le domaine maritime. De là vient la régularité visible qu'il a su garder. Mais dans la zone méditerranéenne, les plissements alpins, venant se dresser en travers des artères fluviales, ont amené plus d'une déviation, déterminant parfois des parcours compliqués et semés d'obstacles comme celui du Danube.

Rôle historique des divisions de l'Europe. Zone méditerranéenne. — La division de l'Europe en trois zones bien distinctes a exercé une grande influence sur l'histoire de la civilisation dans ces contrées. Favorisées par le soleil et le climat, libres de communiquer les unes avec les autres le long de rivages bien découpés, bordant une mer tranquille et qui n'exigeait pas de longues traversées, les populations méditerranéennes sont rapidement arrivées à un état de culture avancé. Vives comme la lumière qui les éclaire, habituées à contempler des paysages aux éclatantes couleurs, elles ont eu les premières le sentiment des arts. En même temps les volcans, qu'elles côtoyaient, et les tremblements de terre, dont elles ont eu plus d'une fois à souffrir, leur ont donné des forces de la nature une notion plus complète qu'à tout autre groupe humain.

Pourtant la zone méditerranéenne n'a pas joui tout entière de ce rapide et complet développement. Le privilège en a été réservé aux rivages maritimes, ainsi qu'aux pays peu accidentés du voisinage. Mais les montagnes, Apennins, Alpes dinariques, Balkans, et les

massifs anciens, *Meseta* ibérique, Rhodope, etc., respectés par les dislocations qui, en créant les fosses de la Méditerranée, avaient isolé les péninsules du midi, sont demeurés étrangers au mouvement. Et parce que ces pays, au sol inégal et difficile, n'étaient traversés par aucun fleuve important, ils ont gardé, à côté de la civilisation exubérante de leur entourage, un caractère plus primitif que n'importe quelle région de l'Europe du nord.

Zone médiane. — Dans la zone médiane, la chaîne alpine a longtemps opposé un obstacle difficilement franchissable aux migrations vers le midi; obstacle d'autant plus sérieux qu'après une première occupation de ces contrées par l'homme, le retour final des grands glaciers a dû rendre, pour de longs siècles, inabordables et redoutés, non seulement la chaîne montagneuse, mais ses alentours immédiats. De plus la division naturelle de cette zone en bassins ou massifs indépendants, presque aussi fermés au nord qu'au sud, a favorisé la constitution de peuplades défiantes, dures et sévères dans leur genre de vie, attachées à leur sol comme à leurs coutumes, et peu disposées à l'expansion.

Toutefois ces territoires n'ont pas été fermés à la civilisation. D'abord, si quelques-uns constituaient des massifs saillants, d'accès difficile et de sol rude, d'autres étaient de véritables bassins, au terrain fertile, formés par effondrement au centre d'une ceinture montagneuse. De plus, les uns comme les autres livraient passage à de grands cours d'eau, Rhin, Elbe, Danube, etc., par où s'accomplissait forcément l'échange avec le dehors. Aussi l'histoire de ces régions diffère-t-elle grandement de celle des noyaux anciens de la bande méditerranéenne.

Zone septentrionale. Région française. — Quant à la zone septentrionale, abandonnée la dernière par les glaces et soumise à des conditions physiques peu clémentes, elle n'offrait du moins, grâce à la bande des pays bas riverains de la Baltique et de la mer du Nord, aucune barrière aux excursions vers l'ouest. Endurcis contre les intempéries et habitués à lutter contre une mer souvent déchaînée, que les vents dominants et les grandes marées poussaient avec violence contre leurs rivages, les *hommes du Nord*, tout en gardant une nature froide et une imagination tranquille, sont devenus de hardis pirates, aimant à se jeter sur les pays de l'Occident, qu'ils pouvaient aborder par terre comme par mer.

Enfin la région française, intermédiaire par sa situation, comme par son relief et son climat, entre les diverses zones de l'Europe, à cheval sur l'Océan et la Méditerranée, bien ouverte à la fois au

nord, à l'ouest et au sud-est, était le terrain de rencontre désigné des races les plus différentes. La fusion de ces éléments, jointe à l'extrême variété d'un sol généralement facile, a fixé les destinées d'un pays qui devait tenir une grande place dans l'histoire et se montrer, avec son rare mélange de qualités et de défauts, le plus attirant de tous ceux qui aient place au soleil.

Ordre à suivre dans les descriptions. — Une description méthodique de l'Europe, entièrement fondée sur les conditions de genèse de la terre ferme, comporte l'examen successif des zones suivantes : 1° la zone septentrionale, allant de l'Irlande à l'extrémité de la Russie, avec son appendice de pays bas; 2° la zone des *massifs anciens*, dont M. Suess a le premier[1] signalé l'homogénéité, et qui se poursuit depuis la pointe méridionale de l'Espagne jusqu'au contact de la Bohême avec la plate-forme russe; 3° la chaîne des Alpes avec ses prolongements orientaux; 4° la zone méditerranéenne.

Dans la première de ces divisions, il n'y a pas (ou pour parler plus exactement, il n'y a plus) de chaînes de montagnes proprement dites, et c'est là que se trouvent les plus anciennes terres de l'Europe. Dans la seconde, où la terre ferme a gagné surtout aux dépens des mers secondaires, l'influence des plissements survenus avant le milieu de l'époque tertiaire, lors de la fin des temps éocènes, influence plus ou moins effacée par une longue érosion, se combine avec les ruptures provoquées par la rigidité des massifs d'ancienne consolidation. La troisième division embrasse presque toutes les hautes chaînes plissées du continent, et son relief date principalement de la fin des temps tertiaires, ce qui fait qu'il est encore très sensible. Quant à la quatrième division, elle doit sa forme actuelle à des dislocations encore plus récentes, mais d'une autre nature, dont les effondrements méditerranéens sont la forme la plus typique.

Nous commencerons par l'étude de la zone septentrionale, en l'abordant à partir des Iles Britanniques. Seulement, pour ne pas scinder en deux la description de ces îles, nous y rattacherons l'examen de l'Angleterre méridionale, bien qu'à proprement parler cette région appartienne plutôt à la zone des massifs anciens.

1. *Antlitz der Erde.*

II

LES ILES BRITANNIQUES

Aperçu général. Massif ancien. — Les Iles Britanniques portent l'empreinte d'un morcellement intense. L'ensemble de ces îles (fig. 127) est partagé en deux sections fort inégales, par une ligne à peu près nord-sud, allant de Newcastle sur la mer du Nord à

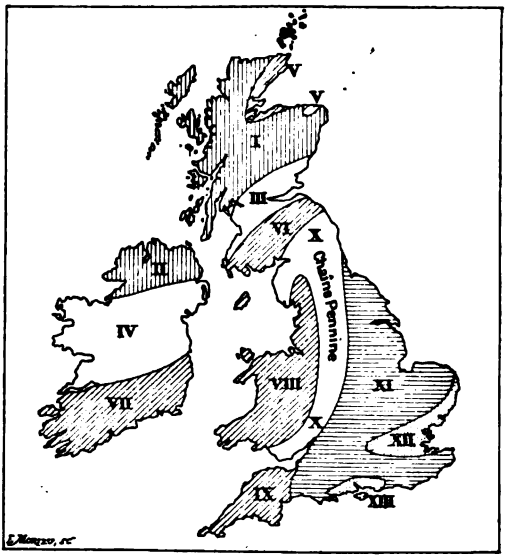

Fig. 127. — Schéma des Iles Britanniques.
I, Highlands; II, massif ancien de l'Irlande; III, Lowlands; IV, dépression médiane carbonifférienne de l'Irlande; V, districts écossais de grès rouge; VI, hautes terres du sud de l'Écosse; VII, hautes terres du sud de l'Irlande; VIII, Pays de Galles; IX, Cornouaille; X, chaîne Pennine et dépendances; XI, Angleterre orientale; XII, XIII, bassins tertiaires. — L'archéen est figuré par des hachures verticales; le paléozoïque précarboniférien par des hachures inclinées; le secondaire par des hachures horizontales.

Exeter sur la Manche. A gauche de cette ligne, tout le pays est accidenté, montueux et surtout fortement découpé. Le climat en est rude, et le sol se relève constamment vers l'ouest, où il touche à l'Océan par des falaises capricieusement déchiquetées, contre lesquelles s'acharnent les vagues de l'Atlantique. A l'est, au contraire, s'étend un pays de faible relief, aboutissant à la mer du Nord par des côtes plates et de contour régulier, au sol fertile et partout bien cultivé.

Cette limite orographique est en même temps une frontière géologique de première importance. Elle marque le bord extérieur d'un massif continental, dont l'Océan n'a laissé subsister que des ruines, et qui s'étendait autrefois bien loin vers l'ouest, tandis que sa rive orientale était constamment baignée par les mers secondaires. Le massif ancien lui-même avait pour noyau fondamental un territoire archéen, dont les Hébrides, les Highlands du nord de l'Écosse et une partie du comté de Donegal en Irlande représentent les derniers lambeaux, et qui aujourd'hui encore forme la région la plus accidentée des Iles Britanniques. Contre ce noyau sont venues se coller des bandes successives de terrains primaires, chaque fois relevées en bourrelets montagneux et injectées de diverses roches éruptives, puis rabotées par l'impitoyable érosion. Ainsi se sont formés les divers districts de l'Irlande et, en Angleterre, le Cumberland, le Pays de Galles, la Cornouaille, avec les trésors de minerais et de combustible minéral qu'ils renferment.

Dislocation et façonnement du massif. — Ce massif ancien, tant de fois disloqué, et ressoudé par des injections internes, avait fini par devenir rigide, et ne pouvait plus se prêter à des efforts de plissement. Abandonné au jeu régulier des puissances extérieures, il serait devenu une pénéplaine à peu près uniforme. Et de fait, il a dû passer au moins trois fois par cette condition durant les temps primaires et après leur achèvement. Mais les dislocations qui, dès le début de l'ère tertiaire, préparaient l'ouverture définitive de l'Atlantique nord, ont modifié le niveau du territoire en le relevant, d'une façon générale, vers le bord de la fosse qui allait se former, en même temps qu'elles divisaient profondément sa masse et en préparaient l'émiettement par des cassures quelquefois tout à fait rectilignes.

Alors les différences de dureté des roches se sont fait jour, mettant les plus résistantes en saillie notable; et comme, d'autre part, les actions volcaniques accumulaient leurs produits, de l'Irlande aux Hébrides, sur le bord de la fente atlantique; comme, le long des cassures, les compartiments sollicités à s'effondrer jouaient les uns par rapport aux autres, les restes émergés du grand district ancien sont redevenus des pays montueux. On n'y voit pas de chaînes proprement dites; l'orographie en est confuse au dernier degré; mais le sol n'en est pas moins très accidenté, et produit souvent l'impression caractéristique des montagnes; ce qui se comprend si l'on réfléchit que le relief moyen, pour être peu considérable en lui-même, a cependant, relativement à la

superficie du groupe insulaire, la même valeur qu'ont les Alpes par rapport à la surface de l'Europe médiane, ou l'Atlas vis-à-vis du nord de l'Afrique[1].

Dans ces districts, l'existence des hommes, véritables *montagnards*, est restée rude comme le climat, excepté pour les parties où les richesses minérales du sol ont fini par déterminer l'éclosion d'une vie industrielle intense. Ajoutons que les glaces y ont partout fait sentir leur action, adoucissant les contours des éminences et parsemant le pays de produits morainiques qui, jetés comme des barrages en travers des cours d'eau, ont engendré de nombreux marécages, bientôt envahis par la tourbe en raison de l'humidité du climat.

Divisions de l'Écosse. Highlands. — L'Écosse[2] se divise naturellement en trois parties : au nord sont les *Highlands* ou *hautes terres*, que sépare en deux la remarquable dépression rectiligne du Grand Glen, au sud de laquelle le pays prend le nom de *Monts Grampians*. Au milieu viennent les *basses terres* (*lowlands*), c'est-à-dire l'isthme relativement bas qui s'étend d'Édimbourg au delà de Glasgow. Enfin le sud appartient à ce que sir Archibald Geikie a nommé les *southern uplands* ou *hautes terres du midi*. A cet ensemble se rattachent trois archipels fortement déchiquetés, les *Hébrides*, les *Orcades* et les îles *Shetland*.

Les Highlands, dont le point culminant, le Ben Nevis, atteint 1342 mètres, n'offrent dans l'intérieur ni chaînes de montagnes ni murailles dominantes. C'est un enchevêtrement de cimes, entre lesquelles courent de nombreuses vallées, sans qu'aucune direction définie se manifeste dans les accidents secondaires de la topographie. La contrée représente une pénéplaine dont la dissection a été poussée à fond, atteignant des structures trop massives pour que l'érosion actuelle ait pu y trouver des guides. Ainsi le Ben Nevis n'est qu'à six kilomètres du Loch Linnhe. Cette indécision n'en rend que plus curieuse l'existence de longs sillons remarquablement alignés ou *Glens*. Le plus net est le *Grand Glen* ou la dépression du Canal Calédonien, dont nous avons déjà parlé[3], qui traverse le pays de part en part, et comprend un lac étroit, aux bords escarpés, le Loch Ness, dont le fond descend à 210 mètres au-dessous du niveau de la mer.

1. J. Hahn, *Kirchhoff's Länderkunde*, Europa. — 2. Consulter Bartholomew, *Atlas of Scotland*, 1895; A. Geikie, *The scenery of Scotland*, 1887; *The ancient volcanoes of Great Britain*; H. M. Cadell, *The geology and scenery of Sutherland*. — 3. Voir plus haut, p. 133.

Le Grand Glen est exactement parallèle au rivage si rectiligne qui s'étend du Forth à Peterhead, comme aussi au détroit qui sépare l'Écosse des Hébrides. La même direction est bien marquée d'Inverary à la pointe de Cantyre, comme entre Staffa et l'île de Skye. Il n'y a pas le moindre doute que ces sillons ne soient des fentes de dislocation, qui partagent les Highlands en compartiments et semblent en préparer la disparition définitive. Sur le bord atlantique, ces fentes ont donné passage à des laves diverses dont la sortie, concomitante de l'écroulement qui a fait place à la mer, a édifié les massifs éruptifs, avec paysages volcaniques caractéristiques, des îles de Mull, de Skye, d'Arran, etc.

Fjords et lacs. Cours d'eau. — La côte occidentale d'Écosse est bordée de *fjords* absolument identiques avec ceux de la Scandinavie. Comme ces derniers, ils ont des profondeurs très variables, offrent souvent des seuils près de leur embouchure et se partagent en fosses distinctes; de sorte que, si le niveau de la mer s'abaissait de 100 et même de 180 mètres, plusieurs lacs subsisteraient sur le fond émergé de la partie inférieure des fjords.

Tous ont eu leurs parois dressées par le frottement des glaciers qui les occupaient encore il y a quelques milliers d'années, et par lesquels ont été arrondies et *moutonnées* toutes les saillies rocheuses en dehors de quelques cimes culminantes, demeurées abruptes parce que la glace en respectait le sommet. Ces mêmes glaciers ont couvert la plus grande partie des Highlands d'accumulations morainiques, dont beaucoup servent de digues à de petits étangs ou *tarns*, à l'eau brune, bien distincts des grands *lochs* d'origine tectonique. Autour de ces marais tourbeux s'étendent d'infertiles bruyères, et les bois sont d'une excessive rareté.

A travers les surfaces morainiques de teinte grise, on voit parfois courir, reconnaissables à la couleur verte de l'herbe qui les couvre, les traînées de graviers connues sous le nom de *kames*, et dont l'origine a été antérieurement expliquée[1]. En outre, les traces de l'abaissement progressif du niveau des lacs, pendant la retraite des glaces, se révèlent par des terrasses étagées de cailloux, comme les *parallel roads* du Glen Roy, dont la position est en relation manifeste avec l'altitude des cols immédiatement voisins.

Le relief de la contrée, résultat d'influences multiples, dont quelques-unes très anciennes (la fente du Grand Glen, le long de laquelle le sol tremble encore quelquefois, était déjà dessinée à

1. Voir plus haut, p. 231.

l'époque dévonienne), offre toutes sortes de combinaisons, où se traduisent à la fois les accidents tectoniques, les différences de dureté, les accumulations volcaniques ou morainiques, enfin l'érosion glaciaire. Telle montagne élevée, comme le Ben Lawers (1214 mètres), est en réalité le fond, respecté à cause de la résistance de la roche, d'un ancien pli *concave*, tandis qu'à côté un pli anticlinal démantelé a fait place à une vallée [1]. Enfin les laves relativement récentes, par exemple les obélisques de basalte de l'île de Skye, impriment à certains points de la côte occidentale une physionomie tout à fait indépendante de la nature du substratum archéen.

Un fait très important est la constance du sens des cours d'eau, qui, sauf dans les *Southern uplands*, s'écoulent vers la mer du Nord. On devine que le drainage de la région s'est toujours fait de ce côté, et cette disposition n'a pu être qu'accentuée par le mouvement qui relevait la côte occidentale, comme contre-partie de l'écroulement atlantique.

Golfe de Caithness. Différences des côtes écossaises. — Les Highlands proprement dits, sauf leur pointe nord-est, sont constitués, ainsi que les Grampians, qui en forment partie intégrante, par un mélange de schistes cristallins archéens et de terrains primaires très métamorphiques. Mais le promontoire de Caithness, où le sol s'abaisse sensiblement, est formé de *vieux grès rouge* [2] dévonien, qui est venu autrefois s'appuyer, comme un dépôt de rivage, contre le pied de la chaîne calédonienne ; et cette même formation, accompagnée de *nouveau grès rouge* triasique, garnit les bords de la grande échancrure où se logent les *firths* de Dornoch et de Moray.

Ainsi l'angle rentrant si curieux que forme la côte écossaise, entre les caps Dunscansbay et Kinnaird, n'est pas un accident récent ou fortuit. Il était préparé dès les plus anciennes périodes géologiques. C'était un golfe par où les lagunes de la mer dévonienne et celles du trias pénétraient dans l'intérieur du massif archéen. Ce golfe n'est d'ailleurs que l'origine du grand Glen d'Inverness ; et la preuve qu'il y a toujours eu là une ligne faible du sol écossais est fournie par la présence, sur la côte de Sutherland, de lambeaux déposés par la mer jurassique. Des témoins semblables subsistent autour de l'île de Skye, trahissant un ancien détroit. Ainsi le morcellement des Highlands aurait emprunté de très vieilles lignes de moindre résistance du massif.

1. Geikie, *Scenery*, p. 135, fig. 26. — 2. *Old red sandstone* des Anglais.

La différence qui vient d'être signalée, entre les rivages occidentaux de la pointe écossaise et ceux qui regardent vers l'orient, pourrait suffire à expliquer pourquoi les derniers sont infiniment moins découpés et moins riches en fjords que les premiers; car il est évident que la dislocation et l'érosion n'ont pas pu agir dans la même mesure sur les schistes cristallins des bords du Minch et sur les conglomérats du grès rouge de Caithness et d'Elgin. A cette cause s'en ajoute une autre, peut-être encore plus décisive.

Nous avons dit que les Highlands pouvaient être considérés comme un ancien plateau qui, lors de l'effondrement atlantique, avait dû basculer en se relevant à l'ouest. C'est donc le bord occidental, formant falaise, qui a subi le principal effort de cassure et s'est accidenté ensuite des vallées les plus profondes. En outre les glaciers qui, s'ils n'ont pas créé les fjords, ont tant contribué par l'occupation de ces sillons à la conservation de leurs caractères topographiques, ont persisté plus longtemps à l'ouest qu'à l'est; d'abord à cause de l'altitude plus forte, ensuite parce que l'alimentation en neige devait être plus abondante là où se dressait le plus haut obstacle en face des vents d'ouest. Enfin, après le relèvement des rivages occidentaux, il est survenu un mouvement en sens contraire, qui a permis à la mer d'envahir l'extrémité des vallées avant que celles-ci eussent été façonnées par l'érosion subaérienne. Toutes les conditions étaient donc réunies pour accentuer la profonde différence de contours qui existe entre les rivages atlantiques de l'Écosse et ceux que baigne la mer du Nord; différence qui, pour ces mêmes causes, ne se borne pas à la pointe des Highlands et se poursuit tout le long de l'Écosse.

Lowlands. Hautes terres du sud. — D'Aberdeen à Greenock, la géologie révèle l'existence d'une dislocation qui traverse toute l'Écosse, et peut même se suivre au delà, dans l'île d'Arran. C'est là que se fait le passage des hautes aux basses terres ou *lowlands*. Le long de cette cassure, un ruban de terrain carboniférien commence, qui s'étend jusqu'à Glasgow, entre les Grampians d'un côté, les montagnes méridionales de l'autre. Non seulement ce bassin atteste une dépression d'âge primaire, où les dépôts dévoniens et carboniférien étaient venus tour à tour se loger; mais la faible résistance des sédiments qui remplissent la dépression, contrastant avec la dureté habituelle des massifs du nord et du sud, y a facilité l'œuvre de la dénudation. Celle-ci eût été plus complète encore si diverses masses éruptives, injectées à travers les assises sédimentaires vers la fin des temps primaires, n'avaient mieux

résisté à l'érosion que les couches encaissantes ; de sorte que les débris de ces injections volcaniques demeurent aujourd'hui en saillie, formant les collines de Pentland et, en particulier, la célèbre éminence de l'*Arthur's seat*, qui domine Édimbourg.

Les *Hautes terres du sud*, entre le mont Merrick et les collines de Lammermuir, sont une répétition affaiblie des Grampians. De nombreux plis y disloquent les terrains primaires. Ces plis, de date très ancienne, appartenant sans doute aux racines de la vieille chaîne calédonienne rabotée, sont sans influence sensible sur le relief actuel, déterminé surtout par la dureté des roches et l'action combinée des eaux et des glaciers. Plusieurs rivières coulent du nord-ouest au sud-est, en traversant tout le pays, parallèlement à une direction marquée par quelques épanchements basiques d'âge tertiaire. En plus d'un point, d'ailleurs, le terrain des montagnes disparaît entièrement sous les bruyères et les herbes qui garnissent le manteau glaciaire répandu sur le pays.

Hébrides, Orcades, Shetland — C'est dans les *Hébrides* que le terrain archéen de l'Écosse, autrefois bien plus étendu vers le nord-ouest, s'est le mieux conservé. Là s'observe le *gneiss* dit *fondamental*, sur lequel le grès précambrien de Torridon est venu s'appliquer de l'autre côté du détroit de Minch. Ces îles ont des rivages découpés mais avec quelques alignements dominants. Leur intérieur est plat, et porte des lacs ou des marécages. Leur aspect, très analogue à celui des îles Lofoten, est essentiellement scandinave. C'est le bord, relevé vers l'ouest, d'une bande en partie effondrée au-devant de la côte des Highlands. La profondeur très irrégulière du Minch, où se trouve une fosse de 278 mètres, justifie cette hypothèse. Là encore, il y a influence combinée des dislocations et de l'érosion marine, cette dernière agissant sur une terre déjà démembrée.

Les Orcades sont les restes très déchiquetés d'un massif de vieux grès rouge qui se reliait autrefois à celui de Caithness, s'appuyant au nord-ouest contre un noyau archéen aujourd'hui disparu. Comme toutes les terres écossaises, les Orcades sont plus hautes à l'ouest qu'à l'est et se montrent accidentées de menus lacs glaciaires. Déchirées par une foule de petits *fjords* et de *sounds*, ne laissant voir absolument aucun dessin dans leurs contours, elles mettent surtout en évidence l'action des vagues, qui découpe le grès rouge en falaises, et parfois en aiguilles caractéristiques[1], où s'accusent

1. Voir fig. 112, p. 265.

à la fois la stratification presque horizontale du grès et sa division par des fissures verticales.

Les Shetland diffèrent beaucoup des Orcades. Autant les contours de ces dernières sont capricieux, autant ceux des Shetland sont réguliers dans l'ensemble, laissant prédominer une direction presque nord-sud, qui fait, de la plus grande partie de ces îles, d'étroites arêtes rectilignes. Ces falaises sont exceptionnellement abruptes, plongeant du pied dans une eau profonde, et, dans la petite île de Foula, poste avancé du groupe, elles sont coupées à pic sur une hauteur qui va jusqu'à 372 mètres. La tourbe domine dans l'intérieur, où des surfaces moutonnées se montrent à une grande hauteur, et la nature y est essentiellement septentrionale, comme aussi la population, d'origine franchement scandinave.

On sent, rien qu'au dessin, que ce groupe d'îles ne doit pas appartenir à la même formation que les Orcades ; et, en effet, si un peu de vieux grès rouge dévonien se montre dans la partie orientale, tout le reste est constitué de schistes anciens fortement comprimés, débris des racines de la chaîne calédonienne, qui se poursuivait de l'Écosse au cap Nord. Dans ce massif de très antique consolidation, l'écroulement atlantique a produit des cassures franches, qui expliquent l'allure rectiligne des rivages.

Angleterre. District des Lacs. — C'est à l'Angleterre proprement dite qu'est exclusivement réservé le contraste de la région occidentale, montueuse et de sol ancien, avec les plaines tournées vers l'orient et presque en totalité tributaires de la mer du Nord.

Trois unités doivent être distinguées dans le massif paléozoïque de l'ouest : 1° le *District des Lacs*, surtout silurien, appartenant à la fois au Cumberland et au Westmoreland, et que borde à l'est la chaîne Pennine, avec ses larges affleurements de carboniférien inférieur, et son ruban de terrain houiller qui s'étend de Newcastle au Derbyshire; 2° le *Pays de Galles*, principalement précambrien et silurien, avec la bande de même âge du Shropshire et le terrain houiller du Midland et de Cardiff; 3° le pays de la *Cornouaille*, où le granite occupe une grande place, au milieu d'un fond de schistes surtout dévoniens.

Le District des Lacs, séparé de l'Écosse par la profonde coupure du Firth de Solway, est un massif montagneux ancien, dont la principale cime, le Scafell, approche de 1000 mètres, et que l'érosion, complétant l'œuvre des dislocations, a depuis longtemps divisé en lambeaux. Son trait principal est une ligne de dépression centrale, alignée au nord-nord-ouest, et sur laquelle se succèdent, en

un double sillon : à gauche et au nord, les lacs Bassenthwaite, Derwentwater, la vallée de Borrowdale et ses prolongements ; à droite et au sud, le Thirlmere et, au delà d'un seuil qui n'a que 240 mètres d'altitude, le Grasmere et le long Windermere. D'ailleurs les vallées transversales du grand et du petit Langdale accusent, au cœur même du massif, une dislocation à peu près perpendiculaire à la première.

Les lacs, bien connus maintenant depuis la description si précise qu'en a donnée M. Mill[1], sont tous remarquablement allongés, et du même type que les *lochs* d'Écosse. Ce sont essentiellement des lacs de vallées de fracture, aux flancs raides, où la partie sous-lacustre est souvent le prolongement exact du versant émergé et parfois même affecte une pente plus forte, jusqu'à son raccordement avec un fond plat. A l'exception d'un seul, dont le niveau est à 211 mètres au-dessus de la mer, tous les lacs ont des altitudes faibles, comprises entre 40 et 145 mètres ; leurs plus grandes profondeurs variant de 21 à 79 mètres, il en est trois dont le lit descend plus bas que la surface de l'océan, notamment le Windermere, le plus extérieur de tous, dont la fosse d'amont a son maximum de profondeur à la cote — 30. Nulle part les eaux ne sont retenues à l'aval par des barrages morainiques, et le profil en long de la partie sous-lacustre fait ressortir des fosses indépendantes, exactement comme dans les fjords.

Origine des lacs. Relief du pays. — En somme, la seule différence qu'il y ait entre ces lacs et les lochs d'Écosse, c'est qu'un climat plus doux a chassé les glaciers du Cumberland plus tôt que des Highlands. L'œuvre du comblement des dépressions et de l'adoucissement des pentes y est donc plus avancée, et c'est ainsi qu'ont déjà disparu sous les alluvions les anciens lacs d'Ennerdale, de Borrowdale, de Langdale, etc. ; c'est ainsi également que s'est opérée la séparation du Derwentwater et du Bassenthwaite, grâce à l'apport continuel des rivières affluentes, pendant que presque partout les versants perdaient leur raideur originelle et que des deltas fluviaux diminuaient l'ampleur des lacs. Ce travail atténue la sévérité primitive de la région, et, avec l'aide de la riche végétation entretenue par le climat, le District des Lacs a conquis le charme particulier qu'on s'accorde à lui reconnaître. Mais l'origine première des cavités lacustres est la même qu'en Écosse, et doit être avant tout cherchée dans la dislocation d'un massif ancien, sculpté par

1. *Geographical Journal*, juillet et août 1895.

les eaux courantes et ultérieurement envahi par les glaciers. A l'époque où le comblement des lacs n'avait pas encore commencé, la réunion en une seule nappe de Thirlmere, Grasmere, Rydalwater, Langdale, Coniston, Esthwaite et Windermere, devait engendrer quelque chose de très analogue au lac suisse des Quatre-Cantons.

Le relief de la région résulte à la fois des cassures qui l'ont morcelée, des différences de résistance à l'érosion offertes par les sédiments primaires, mélangés en ce pays de nappes éruptives et de tufs, enfin de l'action glaciaire. A cette dernière doivent être attri-

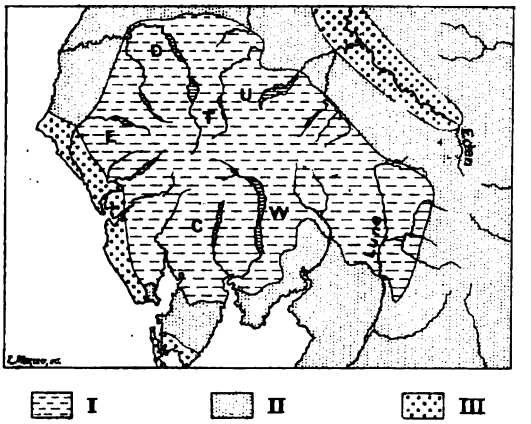

Fig. 128. — Le district des lacs du Cumberland (d'après M. Marr).
I, terrains anciens; II, terrains carboniférieus; III, grès rouges du permien et du trias; C, Coniston; D, Derwentwater; E, Ennerdale; T, Thirlmere; U, Ullswater; W, Windermere.

bués la plupart des *tarns* ou petits lacs sans profondeur, retenus d'ordinaire par des accumulations morainiques, et presque tous envahis par la tourbe, dont la croissance est favorisée par l'extrême humidité du climat.

MM. Mill et Marr ont fait remarquer que la disposition des vallées du massif était essentiellement rayonnante. Cela donne à penser que le réseau hydrographique pourrait être l'héritage d'un très ancien passé, remontant à l'époque où les cimes, aujourd'hui très isolées, du Scafell, de l'Helvellyn et du Fairfield, auraient fait partie d'un même dôme, plus tard démantelé par dislocation et érosion.

D'un autre côté, à en juger par le croquis même (fig. 128), qu'a donné M. Marr[1], qui a cherché à développer cette hypothèse,

1. *Geographical Journal*, VII, p. 602.

il nous semble que la disposition rayonnante est plus apparente que réelle. Ce qui se manifesterait surtout, ce serait l'influence du plissement qui avait créé un anticlinal du nord-ouest au sud-est sur la région des lacs, tandis que les grès rouges permiens et triasiques étaient comprimés au fond de deux synclinaux, dont l'un est occupé par la vallée de l'Eden, tandis que de l'autre, il ne reste qu'un lambeau collé à la côte.

Sur le flanc oriental du District des Lacs, et à titre de dépendance du massif ancien de l'ouest de l'Angleterre, s'étend la *chaîne Pennine*, où les formations carboniférienne redressées en un pli monoclinal, longé à l'ouest par une faille, engendrent un territoire montagneux (d'où le nom de *mountain limestone* ou *calcaire de montagne*, originairement donné au calcaire carbonifère). Ce territoire, bien plus élevé dans l'origine, a réussi à garder encore un relief notable. Fortement entamé par des vallées, très courtes quand elles descendent à l'ouest, et beaucoup plus longues dans la direction opposée, il s'étend jusqu'aux monts Cheviots du Northumberland, et les roches tendres du terrain houiller, qui viennent s'y superposer dès Newcastle, adoucissent la topographie de son bord extérieur.

Pays de Galles. — Le Pays de Galles offre une constitution très analogue à celle du Cumberland. Plus encore que dans ce dernier district, les influences atmosphériques et glaciaires y ont adouci une topographie qui devait être assez heurtée et dont les traits, bien indiqués par l'alignement de diverses hauteurs, surtout par la direction du promontoire de Caernarvon, concordent absolument avec ceux des Highlands. Les fjords et les lacs ont été comblés, et ne forment plus aujourd'hui que des vallées sinueuses à fond très plat.

Mais l'état de dislocation du terrain a moins contribué à déterminer son relief actuel que la très grande variété des roches qui s'y rencontrent. Aux époques anciennes, le Pays de Galles a été un centre remarquable d'activité éruptive. Les tufs et les laves avaient édifié d'énormes massifs, dont quelques-uns subsistent encore, en partie, à l'état de cimes culminantes, telles que le Cader Idris et le Snowdon (1087 mètres). La résistance offerte par des laves d'âge silurien a déterminé la direction et la forme de plusieurs vallées, en faisant naître, notamment aux environs de Tremadoc, des paysages très semblables à ceux qu'on peut observer dans les districts volcaniques modernes.

D'ailleurs, si le relief de cette région fort ancienne est encore

aussi accentué, c'est qu'il a été rajeuni par le mouvement de bascule qui a dû, lors de la formation de l'Atlantique, relever toutes les terres britanniques vers l'ouest.

Depuis le nord de l'Angleterre jusqu'au Pays de Galles, les couches primaires se montrent accidentées de plis, qui marquent les racines des montagnes dressées à cette place dès la fin des temps siluriens. Ces plis, très visibles dans le Pays de Galles en raison de l'érosion qui a mis en saillie les bandes les plus dures, ont une direction à peu près méridienne.

D'un autre côté, dans la Cornouaille, qui va nous occuper, et dans le Devonshire, on trouve un système de plis moins anciens, alignés à l'est avec légère tendance au sud. On peut donc dire que l'embouchure de la Severn marque la rencontre de deux chaînes différentes, formant un angle ouvert à l'est, et où devait se trouver une région déprimée. En effet, c'est là que la mer est revenue dès l'époque du trias, et depuis lors cette région du bassin de Londres, de la mer du Nord et de la Baltique, a été presque constamment une aire de sédimentation marine. Ainsi son rôle était esquissé de longue date.

Cornouaille. — Le promontoire de la Cornouaille est beaucoup moins varié comme composition que le Pays de Galles; aussi offre-t-il une surface bien plus uniforme, et très analogue à celle de la Bretagne française ; d'autant plus que le granite y est abondant. De plus, recevant le premier choc des vagues atlantiques poussées par les vents d'ouest, il est remarquablement découpé par l'érosion marine, surtout aux abords du cap Lizard. En avant du Land's End, les îles Scilly donnent une idée de l'extension que devait avoir autrefois, vers l'ouest, ce massif aujourd'hui si réduit.

Une protubérance, s'élevant jusqu'à 624 mètres, le domine à l'est; c'est le noyau granitique de Dartmoor, masse injectée à travers les schistes primaires. La séparation entre ce territoire et la Cornouaille est très nette, grâce à la vallée rectiligne du Tamar qui, naissant presque à la pointe de Hartland, sur le canal de Bristol, vient aboutir à Plymouth, et accuse bien l'absence de toute arête orographique longitudinale dans le promontoire qu'elle traverse.

Région orientale. Allure générale. — La Région anglaise orientale se détache d'autant mieux, comme topographie, de la bande des terrains primaires, que la jonction des deux territoires se fait par un ruban de roches facilement altérables, appartenant aux systèmes permien et triasique. L'affleurement de ces roches, grès et

marnes généralement rougeâtres (d'où le nom de *new red sandstone* ou *nouveau grès rouge*, par opposition avec le *vieux grès rouge* dévonien) se traduit par une zone de terres basses.

Au delà de cette bande, où se sont établis la Severn, la Mersey et le Trent, les divers étages secondaires plongent avec régularité les uns sous les autres, de sorte que leurs affleurements se succèdent en bandes parallèles, en même temps que les différences de dureté font naître une structure en gradins[1]. Aux zones basses, engendrées par l'apparition au jour des couches faiblement résistantes, succèdent des escarpements, au front tourné vers l'ouest, où se montre la tranche des assises dures. Ces dernières sont surtout constituées par les calcaires oolithiques du système jurassique (*Yorkshire moors*) et par la craie blanche (*Yorkshire wolds*).

A partir des crêtes des escarpements s'étendent, descendant doucement vers la mer, et appuyées sur la plate-forme résistante, des plaines remarquablement uniformes, qui se poursuivent, les unes à travers les comtés d'York, de Lincoln, d'Oxford, les autres dans le Surrey et le Kent. Cet ensemble est accidenté, à l'est, par les deux dépressions de l'Humber et du Wash, en même temps qu'au sud son allure est un peu troublée par le dôme wealdien, dont il sera question plus loin. Enfin, jusqu'à une ligne qui, de la pointe sud-ouest du Pays de Galles, remonte en dessinant diverses sinuosités vers l'embouchure de l'Humber, les traces du passage des anciens glaciers sont visibles à la surface sous la forme de l'*argile à blocaux* (*boulder-clay*), d'autant plus épaisse et d'autant mieux caractérisée qu'on remonte davantage au nord-ouest. En avant de cette ligne s'étendent, jusqu'aux pays de Suffolk et d'Essex, des formations extramorainiques.

Histoire de la région. — Pour l'intelligence du réseau hydrographique de l'Angleterre orientale, il convient de se souvenir que le pays, dont l'histoire géologique est très simple à dater de la fin de l'ère primaire, a dû traverser au moins trois cycles d'érosion bien marqués[2].

D'abord, après les temps carbonifériens, toute la Grande-Bretagne, ou à peu près, était émergée, et il s'y dressait des montagnes importantes, dont la chaîne Pennine est un reste. Une assez longue érosion les avait fait disparaître en grande partie, avant que la mer s'avançât de nouveau jusqu'à la lisière actuelle du massif paléozoïque. Cette transgression marine a d'abord été lente

1. Voir plus haut, p. 116. — 2. Voir Davis, *The development of english rivers*, *Geographical Journal*, 1895, p. 127.

et indécise, ne donnant lieu qu'à des lagunes saumâtres; mais elle est devenue franche après le trias, et depuis lors le régime marin a persisté, sans jamais perdre d'ailleurs le caractère sublittoral, jusqu'à la fin des temps jurassiques. Alors la contrée a traversé une nouvelle phase d'émersion. La mer n'y subsistait plus qu'au nord, sur un coin du comté d'York. Un fleuve important, né dans les montagnes de l'ouest, et suivant à peu près la direction de la Tamise, venait jeter dans la mer septentrionale, entre le Sussex et le Kent, des sédiments d'estuaire ainsi que des débris de grands reptiles terrestres.

Avec l'inauguration de la série crétacée supérieure, une nouvelle transgression marine s'est manifestée, et la mer de la craie a réussi à s'avancer, au nord, jusque vers Scarborough, au sud-ouest jusque tout près du dôme granitique de Dartmoor. Après la craie a commencé un mouvement de régression qui a localisé les dépôts tertiaires, plutôt saumâtres que marins, dans deux sillons, le premier vers l'embouchure de la Tamise, le second dans le bassin du Hampshire. Puis, tandis que la mer oligocène envahissait plusieurs régions de l'Europe, elle respectait l'Angleterre, où depuis lors il n'y a guère eu qu'une tentative de submersion très partielle, se traduisant par l'adjonction d'un mince ruban pliocène au littoral du Norfolk et du Suffolk, ainsi que par quelques retours marins sur le bord de la Manche.

Développement du réseau hydrographique. — Les rivières qui avaient dû s'établir pendant le cycle post-primaire ont donc vu leur cours inférieur envahi par la mer lors de l'époque jurassique, après laquelle elles se sont allongées de nouveau dans la même direction, pour subir encore un raccourcissement avec les temps crétacés, puis un nouvel allongement quand la mer s'est retirée. Dans chaque période d'extension des lits, des affluents *subséquents*[1] se sont développés, perpendiculairement au tronc principal, en suivant les affleurements des assises peu résistantes, c'est-à-dire, en général, du nord au sud; et l'activité de ces affluents, variable selon les vicissitudes du tronc qui les recevait, a entraîné tous les phénomènes de capture habituels en pareil cas.

Ainsi l'Humber, qui d'abord venait de l'ouest, en suivant le cours actuel de l'Ouse, a vu s'établir, sur l'affleurement des argiles liasiques qu'il traversait, deux tributaires subséquents, l'un, le Derwent, qui a réussi à pousser sa tête au nord presque jusqu'au

1. Voir plus haut, p. 116.

rivage actuel, près de Whitby; l'autre, le Trent, d'autant plus important qu'il a su capturer la tête d'un tronc plus méridional, lequel, dans l'origine, débouchait au Wash par la Witham. De là l'importance prise, mais aujourd'hui localisée sur un petit parcours, par l'émissaire définitif.

De cette façon, bien que le drainage de la contrée ait toujours été déterminé par un appel venant de l'est, les cours d'eau coulant de l'ouest à l'est, souvent gênés par le recul de leurs embouchures, sont aujourd'hui dépassés en importance par ceux qui coulent suivant l'affleurement des bandes successives. La seule exception notable est formée par la Tamise, et cela parce que la rivière a son cours défini par le fond d'un pli concave très net, dans lequel était venu se loger le bassin tertiaire de Londres. Encore le vrai cours de la Tamise doit-il être cherché, en amont de Reading, dans son tributaire la Kennet. De Reading à Oxford, le fleuve a emprunté un affluent conséquent, et au delà de la dernière de ces villes, il compose son cours supérieur avec la tête d'un ancien cours d'eau ouest-est, aujourd'hui brisé en plusieurs tronçons isolés[1].

C'est par l'escarpement des calcaires oolithiques, qui se poursuit vers le nord-nord-est, en faisant face à l'ouest, que le bassin de la Severn est séparé de celui de la Tamise. Or cet escarpement, sous l'effort de l'érosion, n'a cessé de reculer vers l'est, ce qui a constamment accru le domaine du fleuve aboutissant au canal de Bristol. De la sorte, la Tamise a perdu autant de terrain du côté de sa source qu'elle en perdait dans la direction opposée par l'érosion marine, qui élargissait sans cesse son estuaire[2], et l'Avon, poussant ses affluents vers l'escarpement en voie de recul, a dû capturer ainsi l'ancienne tête de la Kennet.

Une mention particulière est due au Wash, cette Néerlande anglaise, où les tourbières *(fens)* occupent 3000 kilomètres carrés. C'est un ancien estuaire marin, où plusieurs cours d'eau, Ouse, Nen, Welland, Witham, aux embouchures sans cesse changeantes, viennent converger.

Influence des accumulations glaciaires. — Les accumulations morainiques ont beaucoup contribué aux changements survenus dans le cours des rivières du nord de l'Angleterre. C'est une barrière glaciaire qui a dû empêcher le Derwent supérieur de se jeter dans Filey-Bay, en l'obligeant à franchir les collines de Howard

1. Davis, *loc. cit.* — 2. Hahn, Kirchhoff's *Länderkunde.*

pour devenir tributaire de l'Ouse. Les rivières Swale et Wiske dépendaient autrefois de la Tees, dont trois kilomètres seulement les séparent.

La Nidd, après avoir coulé jusqu'à Ripley dans une vallée largement ouverte, entre ensuite dans une gorge étroite, en partie entaillée dans les schistes houillers et les calcaires permiens. En quelques points, les berges sont verticales. Évidemment il s'agit d'un chenal nouveau. Du reste, l'ancien lit, obstrué par une moraine, est visible à Brearton.

Enfin la Wharfe, après avoir coulé jusqu'à Wetherby dans une large vallée, tourne court vers l'est à Offey, et coule jusqu'à Tadcaster dans une gorge ouverte à travers le calcaire magnésien. Ici encore la diversion est l'œuvre des glaciers [1].

Émersion pleistocène. — Ce rapide aperçu ne saurait avoir la prétention d'épuiser, même en se tenant aux traits les plus généraux, l'histoire des cours d'eau anglais. En effet, les dernières phases de cette évolution hydrographique ont dû être traversées par plusieurs vicissitudes, au nombre desquelles il faut sans doute compter une émersion momentanée du lit de la mer du Nord.

En effet, à un certain moment de l'époque pleistocène, l'Angleterre était en libre communication avec le continent, non seulement parce que l'isthme calaisien n'était pas rompu, mais aussi parce que le niveau des terres septentrionales s'était un peu relevé. M. Jukes Browne [2] a fait remarquer qu'un soulèvement de moins de 74 mètres, qui unirait le nord de l'Irlande à l'Écosse, transformerait du même coup la mer du Nord en une plaine, dont le rivage irait du sud de l'Écosse à la pointe du Jutland, et où le Rhin trouverait son embouchure vers la latitude de Newcastle, après avoir reçu le tribut de toutes les rivières anglaises.

L'idée de cette émersion n'est pas une hypothèse gratuite; car, bien au large de Newcastle, au milieu de la mer du Nord, s'étend le banc sous-marin dit *Dogger*, où la profondeur d'eau, partout inférieure à 40 mètres, et en moyenne de 25, s'abaisse parfois à 13. La drague en a rapporté par centaines des ossements de mammouth, de rhinocéros laineux, de renne, etc., qui semblent bien prouver que cette plate-forme était émergée au milieu des temps pleistocènes. De plus, en avant de la côte orientale d'Écosse s'étend, par quarante brasses de profondeur, le banc dit *les Longs Quarante*, dont le fond est surtout de gravier et de coquilles brisées.

1. Kendall, *British Association*, Liverpool, 1896. — 2. *The building of the british isles*, 2e édit., p. 402.

Or au nombre de ces dernières, on compte *Purpura lapillus* et *Littorina rudis*, espèces qui ne vivent que dans la zone du balancement des marées[1].

Ainsi, à une époque relativement très récente, le lit des fleuves anglais a pu se trouver démesurément allongé, et tous sont aujourd'hui dans la condition de cours d'eau *tronqués*.

Dôme wealdien. — Il nous reste à parler d'un accident fort remarquable, qui, dans le sud-est de l'Angleterre, fait naître, au milieu de plaines à fond de craie, une large dépression verdoyante et bien arrosée, au sol d'argile et de sable, encadrée entre deux lignes d'escarpements crayeux. Ces escarpements sont les *North Downs*, tranchés par la mer à Folkestone, et les *South Downs*, qui aboutissent au cap Beachy Head. De l'un à l'autre s'étend le *Weald*, dôme de sédiments infracrétacés qui, vers la fin des temps tertiaires, ont été poussés à travers leur couverture de craie.

Cependant les petits fleuves du sud de l'Angleterre, Arun, Ouse, au lieu de couler parallèlement au bourrelet des South Downs, le traversent à angle droit et ont leurs sources dans les sables argileux du Weald. Il en est de même, relativement aux North Downs, du Greater Stour, de la Medway, du Darent, de la Mole et du Wey.

C'est la preuve que ces cours d'eau ont dû prendre naissance, en qualité de conséquents, dès l'origine du bombement, par divergence à partir d'un axe anticlinal, qui envoyait les uns au sud, les autres au nord. Bientôt l'axe crayeux de la voûte s'est crevé, l'exhaussement faisant des progrès, et l'érosion, élargissant le vide produit, a peu à peu éloigné l'une de l'autre les deux lèvres, dont l'ensemble dessine aujourd'hui une véritable boutonnière se refermant à l'ouest vers Petersfield. Ce recul progressif n'a rien changé à la direction des rivières, qui se sont contentées de faire descendre leurs lits en créant des échancrures dans l'escarpement des downs. L'œuvre de descente à travers ces derniers devait leur être facilitée au fur et à mesure, par la mise à découvert, au centre du dôme, de terrains imperméables, qui leur assuraient une plus abondante alimentation.

Cependant, vers la fin, quelques branches subséquentes ont pris naissance parallèlement à la direction même du bombement, en suivant les affleurements qui s'échelonnaient le long des lèvres de la boutonnière; ainsi les deux cours d'eau, opposés bout à bout, qui se réunissent à Ashford pour former le Greater Stour; ainsi

1. Jukes Browne, *loc. cit.*

encore les affluents supérieurs de la Medway entre Tunbridge, Tunbridge Wells et Reigate.

La boutonnière wealdienne ne se referme pas à l'est. Elle est tranchée net par la côte de la Manche, et c'est en France, dans le Boulonnais, qu'il en faut chercher la terminaison. Les escarpements crayeux qui la limitent, façonnés d'abord par les grandes pluies quaternaires, ont vu ensuite leurs versants s'adoucir peu à peu pour prendre le profil arrondi et convexe qui caractérise les *downs* [1].

Bassin du Hampshire. — Le dôme du Weald n'est pas le seul accident récent du sud de l'Angleterre. Entre la pointe de Portland et les South Downs débouchent, depuis Poole jusqu'au delà de Portsmouth, une série de cours d'eau à larges estuaires, qui tous semblent converger vers l'île de Wight, entourant au centre un district spécial, arrosé de nombreux ruisseaux, et appelé *New Forest*.

Cette convergence tient à ce qu'un bassin tertiaire, aux eaux saumâtres, et de forme elliptique allongée, a justement occupé cette région du Hampshire jusqu'à la fin de la période éocène, appelant ainsi les eaux vers son centre. La terminaison méridionale de ce bassin est remarquablement indiquée par une ligne étroite de hauteurs, qui s'étend de Weymouth au sud de Poole Harbour et qui, interrompue par la mer, se retrouve en travers de l'île de Wight, où elle explique les deux protubérances extrêmes de cette île, The Needles et Culver Cliff.

C'est un véritable bourrelet, où le terrain crétacé, brusquement soulevé, détermine un plongement rapide du tertiaire sur son flanc nord, et qui témoigne d'un effort de plissement, contemporain de celui du Weald. D'ailleurs, entre ce bourrelet et les South Downs apparaît, au nord de Portsmouth, à titre de pli saillant de second ordre, une autre crête étroite, portant les forts qui défendent la rade, et où la craie a réussi à percer sa couverture tertiaire; de sorte que la position du canal de Spithead, comme de celui de Solent, est nettement déterminée par ce pli concave intermédiaire entre les deux bourrelets.

Ainsi, malgré la régularité générale de ses affleurements secondaires, l'Angleterre a ressenti, dans sa partie méridionale, l'effet des mouvements orogéniques qui ont marqué l'ère tertiaire; et les dislocations résultantes n'ont pas dû être sans influence sur

1. Voir plus haut, p. 94.

l'ouverture définitive de la Manche, dont les fosses profondes s'alignent parallèlement à cette direction.

Quant au Pas de Calais proprement dit, c'est une simple tranchée, ouverte par les vagues à travers un massif dont les assises se correspondent exactement d'une rive à l'autre, et qui, lors des premiers temps quaternaires, formait un isthme, à la faveur duquel les animaux passaient librement du continent en Angleterre.

Structure de l'Irlande. — L'Irlande se compose d'une plaine centrale basse, de moins de 73 mètres d'altitude, semée de lacs et de tourbières, et d'une ceinture de régions montueuses, qui cependant laissent la plaine arriver jusqu'à la mer, d'un côté entre Dublin et Dundalk, de l'autre autour de Galway.

Cette structure est fort ancienne, car la plaine centrale représente une dépression, où le terrain carboniférien était venu se loger, comme la bande des *lowlands* d'Écosse, entre deux massifs, antérieurement plissés et disloqués, de terrains résistants : celui du nord, embrassant les pays de Connaught et d'Ulster; celui du sud, ou de Leinster.

Comme, d'ailleurs, les roches du terrain houiller proprement dit, qui garnissaient la partie supérieure du bassin déprimé, étaient relativement tendres, l'érosion les a presque complètement fait disparaître, atteignant leur base, formée de calcaire, de grès et de schiste.

Le terrain glaciaire a d'ailleurs recouvert la totalité de l'Irlande, si bien que, dans la dépression centrale, on voit rarement à nu les roches carboniférienne, qui dans ce cas se montrent arrondies et moutonnées. La moraine est parsemée de lacs à l'eau brune et d'étangs tourbeux. La multitude des petites flaques d'eau et des tourbières est telle, à la jonction de la plaine avec le massif de l'Ulster, qu'elle suffirait à elle seule pour faire deviner qu'il s'agit d'un dépôt glaciaire. De distance en distance s'observent les *eskers* ou traînées de graviers, déposées par les torrents qui sillonnaient l'extrémité des lobes de glace. Même au sud, les barrages glaciaires ont suffi pour engendrer des nappes lacustres étendues, comme le charmant lac de Killarney.

Un élément caractéristique du paysage irlandais, notamment dans l'ouest, consiste dans l'apparition de collines lenticulaires de terrain erratique, semblables aux *drumlins* des États-Unis[1].

Réseau hydrographique. — Le réseau hydrographique de

1. Voir plus haut, p. 232.

l'Irlande présente, au premier abord, d'assez grandes singularités. Ainsi on peut se demander comment il se fait que le Shannon, la principale rivière d'Irlande, au lieu de se jeter à l'ouest, par un pays entièrement plat, dans la baie de Galway, s'engage au sud dans un massif montagneux, à l'entrée duquel il lui faut stationner en un lac allongé et sinueux, le Lough Derg, avant de trouver une issue vers le long estuaire de Limerick. De même on s'étonne de voir la rivière Barrow prendre sa source dans la dépression centrale, pour se frayer ensuite un chemin difficile vers le sud à travers les montagnes de Leinster. Tout cela tient, sans doute, à ce que le réseau hydrographique était dessiné à une époque où la bande carboniférienne, plus haute ou moins encaissée, offrait une surface suffisamment inclinée pour déterminer le sens de l'écoulement vers le sud[1].

Au nombre des particularités hydrographiques de l'Irlande, il convient de mentionner les rivières souterraines qui circulent à travers la bande de calcaire carbonifère appliquée contre le massif ancien du nord de la région. Grâce à l'abondance des eaux pluviales dans ce pays, les phénomènes d'érosion, de corrosion et d'effondrement, dus à la circulation souterraine des eaux, revêtent une intensité particulière, comme on peut s'en convaincre aux environs d'Enniskillen, à Marble Arch et à Arch Cave[2].

Les côtes irlandaises. — Le contraste est profond entre la côte occidentale d'Irlande et celle qui fait face à la Grande-Bretagne. La seconde est aussi droite que la première est découpée. Encore faut-il distinguer entre les larges échancrures, qui marquent la rencontre par l'Atlantique de la bande centrale, depuis le Shannon jusqu'à la baie de Galway, et les multiples découpures, aux flancs escarpés et aux éléments bien alignés, que présentent, soit les rivages de Donegal, de Mayo et de Connemara, au nord-ouest, soit ceux de Kerry et de Cork au sud-ouest. On devine que la côte occidentale d'Irlande, plus haute en moyenne que celle de l'est, a subi, comme le littoral écossais, l'influence des dislocations atlantiques. Là aussi, il s'agit d'un territoire qui a fait la bascule en s'inclinant à l'est, de sorte que son bord extérieur, relevé, puis de nouveau partiellement abaissé, a été, lors de sa plus grande émersion, découpé, conformément à la dureté relative des roches, en vallées dont la dernière submersion a entraîné l'envahissement par la mer.

1. Beete Jukes, *Quarterly Journal Geol. Soc.*, 1862, p. 378. — 2. Martel, *Irlande*, Paris, 1897.

Du reste, la côte de Donegal est, par son allure comme par sa constitution géologique, la continuation directe du rivage des Highlands d'Écosse, et le pays est traversé par des *glens*, ou coupures rectilignes aussi bien caractérisées que celles de la péninsule calédonienne. Des traits analogues, sous la forme d'une série de fjords parallèles, se retrouvent sur la pointe sud-ouest de l'île, notamment à Valentia. Mais là il s'agit d'une succession de plis très réguliers, où les anticlinaux sont formés de vieux grès rouge, tandis que le calcaire carbonifère remplit les synclinaux submergés. Là aussi, comme dans le Pays de Galles, l'érosion atmosphérique a eu le temps d'atrophier en partie les structures primitives, sous l'influence du climat exceptionnellement humide qui entretient la végétation de la « verte Erin ».

Deux particularités distinguent la côte orientale de l'Ulster : d'abord la saillie (852 mètres) que forme le massif des Monts Mourne, constitué par un granite qui paraît être assez récent; ensuite l'aspect exceptionnel des falaises d'Antrim, où de puissantes nappes de basalte ont recouvert un lambeau de craie, complètement isolé de tout autre affleurement de même âge. C'est ce basalte qui, sur le rivage du nord, engendre, par l'affleurement de ses colonnes prismatiques, la célèbre *Chaussée des Géants*.

C'est aussi à une série de roches éruptives, mais plus anciennes, que les montagnes de Wicklow doivent leur relief. Le granite y perce du silurien et des schistes métamorphiques.

Circonstances de l'isolement de l'Irlande. — Au point de vue de la constitution géologique comme à celui de la topographie, l'Irlande semble être la continuation vers le sud-est du massif écossais. Le comté de Donegal prolongerait directement les Highlands; la plaine centrale irlandaise ferait suite à la dépression des *lowlands*. Enfin la bande méridionale de Munster et de Leinster reproduirait divers caractères des *southern uplands*. La continuité originelle de ces divers districts primaires ne peut faire aucun doute[1].

A quel moment la jonction a-t-elle été rompue? Ce doit être à une époque tardive; car, en dehors du lambeau de craie d'Antrim, aucun vestige des mers crétacées et tertiaires ne se montre, ni sur les côtes d'Irlande, ni sur les rivages occidentaux de la Grande-Bretagne. De plus, la mer qui sépare les deux îles n'a

1. Il faut noter cependant que, d'après de récents travaux, la continuation des *lowlands* pourrait être cherchée dans la partie du littoral irlandais comprise entre Belfast et le Lough Foyle.

nulle part plus de 170 mètres de profondeur (110 même entre l'Irlande et l'Écosse), et toutes deux reposent sur un large socle sous-marin, embrassant les Hébrides, les Shetland, la Manche et la mer du Nord, sans que jamais, sauf une ou deux fosses exceptionnelles et très limitées, la sonde y accuse 280 mètres d'eau.

Il semble donc légitime de penser que, non seulement le morcellement du territoire britannique, mais son isolement d'avec le continent, doivent avoir été occasionnés par un ensemble de dislocations, de mouvements généraux du sol, et d'érosions marines, dont l'action se serait fait sentir après les temps tertiaires.

Cette conclusion reçoit une grande force de la répartition actuelle des animaux terrestres dans ces parages.

Conditions déduites de la répartition des animaux. — On doit à M. Wallace[1] cette observation que, l'Allemagne possédant 90 espèces de mammifères, la Grande-Bretagne n'en compte que 40 et l'Irlande seulement 22. De même, le nombre des reptiles et des amphibies, qui est de 22 en Belgique, s'abaisse à 13 dans la Grande-Bretagne et à 4 en Irlande. Ainsi la migration s'est certainement faite de l'est à l'ouest, rencontrant de plus en plus d'obstacles à mesure qu'on s'avance dans cette direction. Mais elle était encore facile au début des temps pleistocènes, puisque le mammouth a laissé ses débris en Irlande.

D'ailleurs, la preuve qu'à la fin de l'ère tertiaire cette île devait être rattachée à l'Angleterre, c'est que les poissons actuels des lacs irlandais se retrouvent dans la faune lacustre du Cumberland, du Westmoreland et du Lancashire[2]. Cette similitude implique une communauté d'origine, qui doit être cherchée dans un lac d'eau douce ayant occupé la place de la mer d'Irlande. Or, ainsi que l'a remarqué M. Jukes Browne[3], un exhaussement de moins de 93 mètres ferait naître un isthme entre l'Irlande et le pays de Galles, et au nord de cet isthme subsisterait un lac allongé, dont un bras septentrional s'étendrait entre les terres écossaises de Cantyre et de Jura, tandis qu'un autre isthme relierait directement le Donegal avec la partie haute des Highlands.

Telle devait être la condition du pays au début de l'ère quaternaire. Lors de la dernière des invasions glaciaires, il est probable que l'Irlande, presque entièrement couverte par les glaces, était inabordable. Cela expliquerait suffisamment pourquoi ni le lion, ni l'ours des cavernes, ni l'hyène tachetée, ni les animaux

1. *Island life*, p. 319. — 2. Scharff, *Proceedings of the royal irish Academy*. 3. III, n° 3. — 3. *The building of the british isles*, 2e édit., p. 396.

des toundras, alors répandus en Angleterre, n'ont laissé leurs débris dans l'île sœur. Pour la même raison, les restes de ces animaux sont absents de l'Écosse.

La dernière extension glaciaire s'étant partout terminée par une submersion, localisée du reste dans les pays que la glace avait couverts, l'ancien lac de la mer d'Irlande a pu devenir un golfe marin, tout en restant barré au nord par un isthme calédonien, que laisserait apparaître aujourd'hui un soulèvement de 74 mètres d'amplitude. Cet isthme aurait suffi pour permettre le peuplement de l'Irlande par les mammifères d'Écosse (car tous, sauf l'ours gris, sont communs aux deux pays). En revanche les mollusques terrestres avaient été plus lents à se propager. Aussi, tandis que certaines espèces du genre *Helix* avaient pu passer du continent par l'Angleterre en Irlande, d'autres n'ont pas réussi à arriver jusque-là [1], le canal de Saint-Georges étant déjà ouvert lors de leur apparition dans le sud-est de l'Angleterre, et l'accès de l'isthme du nord étant trop difficile pour elles. D'autre part la rupture de cet isthme est évidemment postérieure à l'occupation par l'homme du sol britannique; et si l'on admet que l'érosion marine seule en ait fait disparaître une vingtaine de mètres, cela réduit à bien peu de chose le changement de niveau qui aurait suffi pour en déterminer la submersion.

1. Scharff, *loc. cit.*

DIX-SEPTIÈME LEÇON

I

LA PÉNINSULE SCANDINAVE

Structure générale de la Scandinavie. — Au premier abord, la structure de la péninsule scandinave paraît très simple. Il semble que ce soit un territoire presque exclusivement archéen, se relevant en pente douce à partir du golfe de Bothnie, tandis que, contre son bord atlantique, serait venu se coller un bourrelet montagneux, souvent désigné sous le nom d'*Alpes scandinaves*. De nombreux fjords découpent le versant extérieur de cette chaîne qui, vue de la mer, revêt un aspect tout à fait imposant.

Cependant cette conception n'est pas exacte, et l'apparence de chaîne, qu'offre le littoral atlantique, tient à ce que l'érosion, en découpant les crêtes séparatives des fjords, a mis en jeu les différences de dureté des roches, ce qui a fait naître des cimes isolées. Mais quand on a gravi ce versant, on atteint de hauts plateaux. sur lesquels la vue s'étend au loin sans obstacles, et dont plusieurs disparaissent sous une couverture neigeuse, qui en fait de véritables champs de névé. On reconnaît alors que la péninsule scandinave est une voûte à grand rayon, ou mieux encore une sorte de toit formé de deux versants très inégaux, l'un qui plonge brusquement vers l'Atlantique, l'autre doucement incliné en sens inverse. Si l'on fait abstraction des vallées qui les découpent, les surfaces de ces deux versants sont des pénéplaines, et la rupture des pentes s'y opère le long d'une ligne de faîte, que rien ne dessine d'une façon particulière dans la topographie.

Interruptions de la ligne de faîte. Dislocations atlantiques. — Même cette ligne est interrompue, en certains points, par de pro-

fondes incisions, qui vont d'un bout à l'autre de la contrée, suivant une direction nord-ouest-sud-est, et rappellent absolument les *glens* de l'Écosse. La plus remarquable est celle qui court du Moldefjord au Skager-Rak, et dont le point culminant est à moins de 590 mètres d'altitude. Là, sur le seuil de partage, se trouve le lac de Lesjö, dont les eaux s'écoulent indifféremment, au nord-ouest par la Rauma dans l'Atlantique, au sud-est par le Gudbrandsdalen et le Vormen dans le Mjösen et de là dans la Baltique. Tout à côté, sur un glen parallèle, s'alignent l'Orkla au nord, le Glommen au sud, mais avec une petite interruption entre les deux.

Ainsi, en gros, la presqu'île scandinave est un très ancien plateau, relevé vers l'ouest et faisant face à l'Atlantique par un escarpement que disloquent de nombreuses cassures, en rapport avec l'effondrement qui a créé l'océan. L'analogie de ce flanc norvégien avec les Highlands du nord de l'Écosse est complète sous tous les rapports, et les îles Lofoten y correspondent exactement aux Hébrides.

M. Reusch a signalé[1], au pied de la côte norvégienne, une bande de terrain plat, souvent morcelée en îles, qu'il appelle la *plaine côtière*, et sur laquelle sont établies les villes de Stavanger, Bergen, Tromsoë, etc. La surface n'est pas formée de matériaux meubles; c'est une vraie plaine de dénudation, s'élevant un peu vers l'intérieur, mais sans dépasser cent mètres d'altitude.

Conditions géologiques du faîte scandinave. — L'endroit où s'accomplit la rupture de la pente du sol scandinave ne forme pas une arête saillante. C'est plutôt un dôme très plat, ondulé, constituant ce qu'on appelle le *Fjeld* et le *Kjölen*. Le premier de ces noms, en accusant la prépondérance des grandes surfaces peu accidentées, concorde avec l'idée que ce sont des portions de la pénéplaine primitive, montrant ce qu'elle devait être avant la dislocation atlantique qui l'a morcelée.

Cependant le passage de ce dôme de faîte au versant occidental si brusque n'est pas arbitraire, et l'on peut dire que l'emplacement en est bien déterminé par la géologie. En effet, il coïncide à peu près exactement avec la limite qui sépare le terrain archéen littoral d'une large bande de terrains primaires, alignée suivant l'axe de la péninsule, entre Bergen et le cap Nord. Le long de cette bande se montrent par endroits des massifs éruptifs, de nature basique, que leur plus grande dureté a laissés en saillie sur

1. Annuaire du service géologique de Norvège, 1892-1893.

le voisinage, et qui déterminent les plus hautes cimes du pays, telles que l'Ymesfjeld (2600 mètres).

La bande primaire, où affleurent le précambrien et le silurien, offre une largeur moyenne de 150 à 200 kilomètres, diminuant vers le nord, et comprend justement toute la partie du versant oriental où la topographie se maintient assez accidentée. A l'est apparaît l'archéen des bords du golfe de Bothnie, d'allure beaucoup plus uniforme, avec ses nombreux fleuves parallèles, tous conformes à l'inclinaison moyenne du massif.

Les couches de la bande primaire sont généralement peu inclinées. Mais on y aperçoit par places, sur les hauts plateaux, des lambeaux très disloqués. Tout porte donc à croire que le bord oriental de la bande primaire marque la place d'une ancienne chaîne, prolongement de la chaîne calédonienne, que l'érosion aurait rabotée jusqu'à son socle, n'en laissant subsister que d'insignifiants lambeaux[1]. De la sorte, les parties culminantes du sol scandinave se seraient trouvées, dans l'origine, à l'est de la ligne de faîte actuelle.

Fjords. Vallées du versant oriental. — Les détails que nous avons donnés antérieurement, à propos des fjords[2], nous dispensent d'insister à nouveau sur cette remarquable particularité de la côte norvégienne, qui procure un développement total de plus de 27 000 kilomètres à un rivage où, en ligne droite, on n'en mesure que 4 500. Rappelons seulement que ce sont des vallées sinueuses et profondes, au fond inégal, en relation évidente avec les dislocations de la côte, et trop fraîchement abandonnées par les glaciers pour que la raideur des parois ait eu le temps de s'adoucir partout ailleurs que dans le sud, où règne un climat plus favorable. Le grand nombre des cascades et des lacs étagés sur leurs bords atteste la jeunesse relative du réseau hydrographique. C'est du reste un fait général pour toute la péninsule que cet état inachevé des vallées d'érosion. On est là, par excellence, dans le pays des rapides et des cascades. Les chutes offrent jusqu'à 100 mètres et plus de hauteur, et au lieu d'être confinées dans le cours supérieur des rivières, elles se produisent parfois dès le débouché à la mer.

Pour être de quatre à cinq fois moins raide que le versant atlantique, la pente orientale du Kjölen n'en est pas moins sillonnée

1. Cette conception, que nous devons à une indication de M. Suess, s'appuyant sur l'ouvrage de M. Törnebohm (*Acad. des sc. de Stockholm*, 1876), ne peut être présentée qu'avec une grande réserve, nécessitée par l'imperfection actuelle de nos connaissances sur la géologie de la Scandinavie. — 2. Voir plus haut, pp. 134, 273.

par un grand nombre de vallées, toutes parallèles entre elles, et contenant, dans leur partie haute, de nombreux lacs allongés. Tous sont assez fortement encaissés pour qu'on ne puisse hésiter à y reconnaître une structure semblable à celle des fjords, mais atténuée par les progrès de l'érosion, les glaces ayant quitté ce versant plus tôt que l'autre.

En revanche, la plaine où débouchent toutes ces vallées orientales a été encombrée de dépôts morainiques, d'âge encore trop récent pour que la surface en soit entièrement régularisée. De là le grand nombre des petits lacs sans écoulement et l'indécision des lignes de partage secondaires, qui fait naître quelquefois des bifurcations de cours d'eau. Ce phénomène est surtout fréquent dans le nord, où l'on voit s'enchevêtrer littéralement ensemble les rivières Tornea, Kalix, Lainio et Muonio.

Traces de l'action glaciaire. — L'action glaciaire est fortement empreinte sur la Scandinavie entière. Aujourd'hui encore, toutes les parties plates, voisines de la ligne de faîte, portent des champs de névés, dont quelques-uns, comme le Justedal, couvrent jusqu'à 900 kilomètres carrés. Mais, à la différence des névés alpins, enfermés dans de véritables cirques qui les dirigent vers un petit nombre d'émissaires, les neiges scandinaves sont de simples amoncellements sur des portions élevées et plates de l'ancienne pénéplaine, d'où elles s'échappent en divergeant. Aussi, la plupart du temps, les glaciers qui en résultent, faute de concentration, sont-ils de dimensions relativement restreintes. Par exemple, il n'y a pas de glaciers, émanés du Justedal, qui atteignent la septième partie du glacier d'Aletsch en Suisse.

Il en était autrement à l'époque pleistocène. A deux reprises au moins, la Scandinavie s'est trouvée enfouie sous les glaces. Lors de la dernière extension, la moins considérable, il paraît, selon M. de Geer, que la plus grande accumulation de glaces avait lieu le long d'une ligne située un peu à l'est du faîte actuel, et cette fois une seule partie du territoire, la Suède méridionale, échappait en entier à l'invasion. Pesant de tout son poids sur le pays, sans égard aux vallées déjà dessinées par-dessous, la glace rabotait toutes les aspérités, de sorte que le paysage glaciaire des roches moutonnées et striées, avec blocs erratiques disséminés, prévaut dans toute la contrée. Seulement, dans la partie montagneuse, ce paysage offre surtout les caractères de la zone centrale, tandis que ceux de la zone périphérique ou *morainique* dominent en Suède, près du golfe de Bothnie et de la Baltique, se trahissant par la

multitude des lacs aux contours capricieux. De longues traînées de graviers ou *æsar*[1] y marquent la place des anciens fleuves glaciaires.

Tous les lacs de la Suède méridionale ne sont pas exclusivement d'origine glaciaire, et nous verrons dans un instant que les plus importants, Venern et Mälaren, sont les débris d'un ancien détroit marin. Mais ce détroit lui-même était préparé par la tectonique de la contrée. Il en est de même pour le lac Wettern[2]. Parmi les autres lacs, beaucoup sont essentiellement des cavités morainiques, barrées par des accumulations glaciaires. Mais il en est où la cuvette est le résultat de l'érosion, la glace ayant balayé, sur son passage, des formations peu résistantes qui s'étaient maintenues dans les dépressions de l'archéen. Plus d'un lambeau de calcaire silurien de la Suède méridionale a été ainsi enlevé, dont les débris se retrouvent aujourd'hui disséminés dans le terrain erratique de l'Allemagne du Nord.

Terrasses, lignes de rivage. — Le développement du paysage morainique n'est pas la seule trace visible qu'ait laissée en Scandinavie le passage des grands glaciers. Ce passage a été accompagné de mouvements généraux du sol, provoquant des alternatives de submersion et d'émersion, pendant lesquelles les eaux, marines ou lacustres, ont dû stationner assez longtemps à de certains niveaux. Le stationnement, en obligeant les eaux affluentes à se décharger sur ces horizons des troubles qu'elles charriaient, a fait naître des *terrasses* de cailloux, de graviers, parfois de sables de plage, dont l'abondance est un des traits caractéristiques de la Norvège. D'autres terrasses résultent seulement de ce que la glace, en voie de retraite, barrant le cours supérieur de quelque vallée, la transformait en un lac, sur le bord duquel les torrents voisins jetaient leur charge de cailloux à un niveau assez longtemps stationnaire, puis décroissant par étapes.

Les alternatives de submersion et d'émersion sont attestées par d'anciennes *lignes de rivage*, avec coquilles marines arctiques rejetées par le flot. Quelques-uns de ces dépôts s'observent, dessinant de vraies banquettes, jusqu'à 180 mètres d'altitude. Un tel phénomène jette une vive lumière sur l'allure présente des fjords; car il atteste que ces incisions, préparées par dislocation et achevées par l'érosion, à la fin des temps tertiaires, puis occupées par les glaciers, ont été envahies par la mer, jusqu'à la hauteur

1. Voir plus haut, p. 231. — 2. Nathorst, *Sveriges Geologi*, pp. 75-77.

indiquée par les restes de plages, au moment où les glaces allaient rentrer dans leurs limites actuelles. Ensuite le sol s'est relevé, mais pas assez pour ramener à leur niveau primitif les embouchures des vallées, dont la partie inférieure, disloquée du reste par les suites de l'effondrement atlantique, est encore enfouie sous les eaux marines.

Conditions actuelles de la Baltique. — Si l'on doutait du rôle que les dislocations et les mouvements du sol ont joué dans le façonnement de la région scandinave, il suffirait, pour s'en convaincre, de jeter un coup d'œil sur une carte bathymétrique de la Baltique (fig. 129).

Rien n'est moins homogène que cette mer. Elle est formée par une réunion de dépressions indépendantes, les unes en forme de cuvettes, les autres allongées comme des rigoles, avec deux ombilics, l'un, au nord de l'île de Gothland, où la sonde descend à 427 mètres, l'autre à l'est de la même île, avec 249 mètres de profondeur. De plus, juste à l'endroit où les bas-fonds qui entourent l'île d'Aland semblent jeter comme un pont entre la Suède et la Finlande, il existe, entre Aland et la côte suédoise, une petite fosse de 200 à 250 mètres de profondeur.

En considérant que le lac Ladoga a son fond à 370 mètres, et que, en dehors de la fosse voisine de Stockholm, il n'existe de profondeurs supérieures à 300 mètres qu'à la sortie des détroits, dans le Skager-Rak, on sera forcé de conclure que l'érosion subaérienne n'est pour rien dans cette structure, commune à la Scandinavie et à la Finlande, et qui d'ailleurs ne descend pas au-dessous du 57° parallèle.

En effet, le Sund, le Grand Belt, le Petit Belt et le Cattégat n'offrent que des profondeurs insignifiantes, rarement supérieures à 30 mètres; et, de plus, l'allure des courbes bathymétriques y est tout autre. Ces courbes figurent des rigoles sinueuses, en tout comparables à des parcours fluviaux, comme si la région des îles danoises avait été, à une certaine époque, le lieu d'écoulement des émissaires d'une nappe d'eau située en amont.

Dernières vicissitudes de la Baltique. — C'est ce que confirme l'étude des dépôts littoraux à l'aide desquels on a pu établir l'intéressante histoire des dernières vicissitudes de la mer Baltique [1].

Immédiatement après la dernière des invasions glaciaires, un bras de mer, où vivait le mollusque boréal *Yoldia arctica*, s'éten-

1. Voir le résumé des travaux des géologues scandinaves, notamment MM. de Geer et Munthe, dans Credner, *Hettner's geographische Zeitschrift*, 1895.

dait à travers la Suède, du Skager-Rak à la Baltique, noyant, avec ce qui forme aujourd'hui les lacs Venern, Yelmaren et Mälaren, une

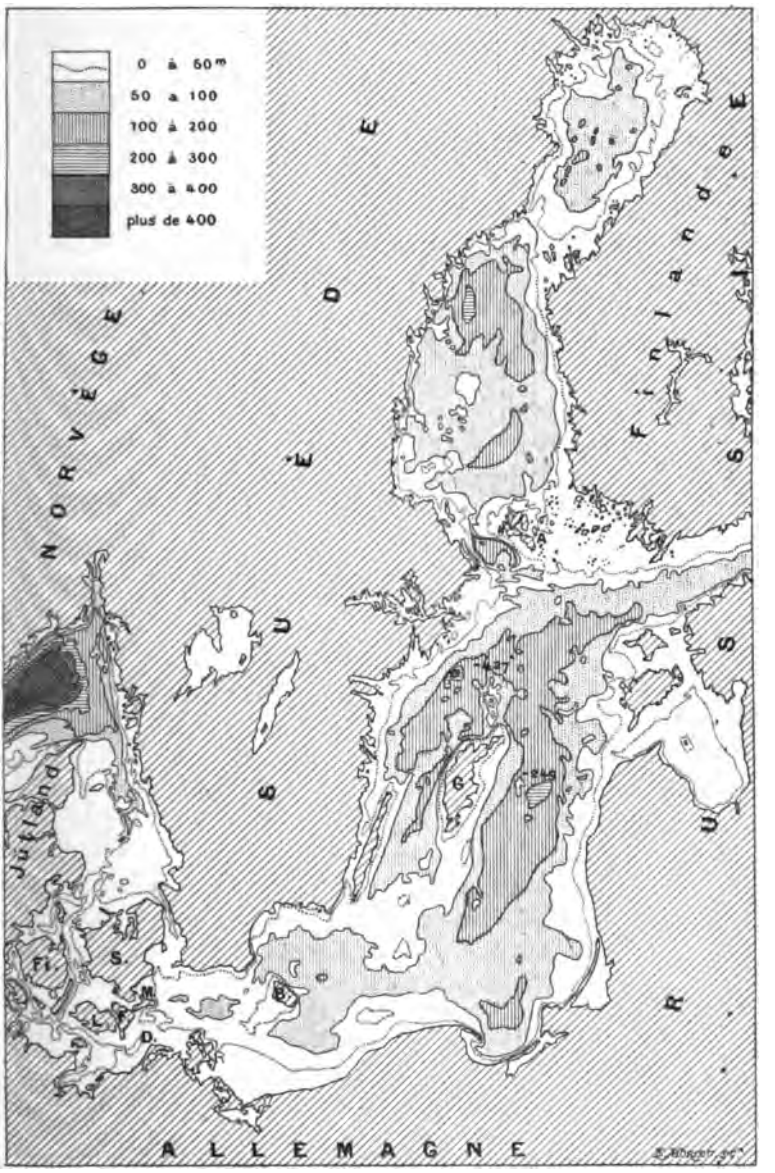

Fig. 129. — Carte de la Baltique.
A, Aland; G, Gothland; B, Bornholm; R, Rügen; D, Darsser Ort; L, Laaland; F, Falster; M, Moen; Fi, Fionie; S, Seeland.

bonne partie du littoral jusqu'au fond du golfe de Bothnie. Grâce

à cette communication, la Baltique septentrionale était alors assez salée pour nourrir des huîtres. Elles ont cessé d'y vivre depuis que, la jonction avec l'océan ne s'opérant plus que par les détroits danois, cette mer a reçu constamment un excès d'eau douce par les fleuves. Mais, entre temps, un certain nombre de poissons et de crustacés d'eau salée froide, même de phoques, avaient réussi à s'acclimater dans les lacs suédois et norvégiens, où ils témoignent de leur ancienne condition marine. Le caractère spécial de ces animaux a quelquefois fait supposer qu'un détroit septentrional faisait alors communiquer la Baltique, par la Finlande, avec la mer Glaciale; mais cela ne paraît pas indispensable, vu les conditions arctiques qui régnaient alors dans la mer du Nord.

Postérieurement à cet état de choses, un soulèvement a fait émerger la contrée, et pendant quelque temps la Baltique, complètement isolée, est devenue un lac d'eau douce, sur les bords duquel vivaient le mollusque *Ancylus fluviatilis* et des limnées, comme le prouvent de nombreux restes recueillis dans des argiles entre 40 et 45 mètres d'altitude. Ce lac se vidait dans la mer du Nord par les détroits danois. Plus tard, un affaissement est survenu, qui a fait revenir l'eau salée et permis l'apparition de plusieurs espèces de *Littorina* jusqu'au fond du golfe de Bothnie. Enfin un dernier relèvement des détroits, en rendant plus difficile l'accès des eaux marines, a amené la Baltique à sa condition actuelle, qui ne comporte plus que 7 0/0 de sel à l'est de Bornholm, contre 35 dans la mer du Nord.

A l'époque du lac à *Ancylus*, le golfe de Bothnie devait s'être plus fortement affaissé que la Baltique proprement dite; car les dépôts de cet âge s'observent à 100 mètres de hauteur près d'Hernösand, tandis qu'ils ne se voient qu'à 25 mètres dans les parages de Gothland[1]. C'est après le relèvement du fond des détroits que la Baltique, recevant par les fleuves plus d'eau douce qu'elle n'en laissait évaporer, est arrivée à son régime actuel. On comprend sans peine l'effet qu'a dû produire, sur le réseau hydrographique, cette suite de vicissitudes où, d'après la comparaison des niveaux, il est absolument nécessaire de faire intervenir des mouvements propres du sol, d'amplitude inégale suivant les régions.

Les mouvements généraux de l'écorce n'ont d'ailleurs pas pris fin dans la contrée. M. Sieger[2] a tracé, pour la Suède et la Finlande, d'après un ensemble d'observations soigneusement discutées,

1. Nathorst. *Sveriges Geologi*, p. 269. — 2. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin, 1893.

des lignes d'égal soulèvement séculaire du sol ou *isobases*. L'allure de ces lignes indique que le mouvement actuel, à peu près nul dans l'axe de la Baltique et celui du golfe de Finlande, augmente d'amplitude à la fois au nord, dans le fond du golfe de Bothnie, et dans la direction de l'arête du massif suédois méridional. A Stockholm on constaterait un soulèvement de 0 m. 47 par siècle.

Scanie. — En regardant une carte de Suède, on ne peut manquer d'être frappé de l'éperon saillant que forme la pointe sud-ouest de ce pays, en face de Copenhague. Limité par des contours assez rectilignes, et presque exempt de lacs sur sa surface, cet éperon isole, sous le nom de Scanie, un territoire tout à fait spécial, où affleurent des terrains qui n'existent nulle part ailleurs en Scandinavie : c'est d'abord la craie, bien marquée à la pointe de Malmö; c'est ensuite la base du système jurassique, représentée par les grès et schistes à lignites de Hör et d'Höganæs.

La craie de Malmö se retrouve en face, dans l'île de Seeland, à Faxe, attestant que l'ouverture du Sund est due à la dislocation tardive d'un massif homogène; et de petits lambeaux de basalte, disséminés sur la lisière orientale de la Scanie, donnent à penser qu'il doit y avoir une certaine analogie entre l'histoire de ce cap crayeux et celle de la côte d'Antrim en Irlande. Naturellement la surface de la Scanie porte, comme le reste du pays, les marques de l'action glaciaire. L'île de Bornholm est une dépendance étroite de son bord oriental, de sorte que le granite y affleure au nord-est.

II

LA PLATE-FORME RUSSE

Caractères généraux de la contrée. — La Russie d'Europe constitue, dans le monde, une exception absolument unique. C'est peut-être le seul territoire connu qui, sans avoir traversé de très longues phases d'émersion, se soit, depuis le début des temps siluriens, montré, sur toute son étendue, constamment réfractaire aux efforts de plissement comme à ceux de morcellement. Une plate-forme archéenne, qui affleure largement en Finlande, pour se retrouver à 200 mètres sous Saint-Pétersbourg, que le soulèvement de l'Oural ramène au jour, et que les vallées de l'Ukraine laissent voir sur leur fond, y supporte une série sédimentaire variée, mais exclusi-

vement composée de couches horizontales et exemptes de tout métamorphisme. Tantôt la mer s'est avancée en transgression sur cette plate-forme, tantôt elle s'en est retirée; cependant aucune de ces alternatives n'a dérangé sensiblement l'assiette des sédiments. D'ailleurs la totalité des temps tertiaires a passé sur la Russie (sauf dans le sud) sans interrompre le régime continental, ce qui a encore facilité l'aplanissement de la contrée, et la grande moraine glaciaire, qui en a recouvert au moins les deux tiers, n'a rien changé à cet état de choses.

Telles sont les causes du relief insignifiant de la Russie, qui n'en comporte pas moins un dessin hydrographique exempt d'indécision. Les cartes hypsométriques semblent mettre en évidence la prédominance de l'alignement au nord-ouest, accusée aussi bien par la direction des hauteurs (collines de la Finlande, hauteurs culminantes entre Saint-Pétersbourg et le Donetz), que par celle des cours d'eau (rivières de la Finlande, de la Livonie et de la Courlande, cours moyen de la Vistule et du Dniepr, cours supérieur du Don, partie inférieure de la Volga).

Cet alignement, à peu près parallèle à celui des Sudètes et des Carpathes de Transylvanie, paraît caractériser aussi le bord sud-occidental de la plate-forme archéenne, qui reparaît dans les vallées affluentes du Boug et du Dniepr, sans empiéter sur le bassin du Dniester. C'était sans doute une ligne de résistance, qui n'a pu manquer de se faire sentir lors des poussées orogéniques.

Conditions de pente. Rôle historique du massif. — Sur un territoire aussi plat, peu de chose a dû suffire pour déterminer le sens de l'écoulement des eaux dans la partie médiane. Peut-être les accumulations glaciaires ont-elles été le facteur dominant dans cette détermination.

Du reste, la notion de partage des eaux n'a pour ainsi dire pas de signification dans un pays où, d'une mer à l'autre, sur près de 26 degrés de latitude, on peut circuler sans rencontrer un seul point qui s'élève à 300 mètres au-dessus de la mer. La pente moyenne de la Volga, de la source à l'embouchure, n'atteint pas $\frac{1}{10.000}$. Un des affluents de ce fleuve, la rivière Mologa, reçoit un tributaire dont la source n'est distante que de 140 kilomètres environ du lac Ladoga, avec lequel on l'a fait communiquer par un canal où l'altitude du seuil est inférieure à 180 mètres. Le même enchevêtrement a lieu, dans les marais de la Podlésie, pour les affluents du Dniepr et ceux de la Vistule.

C'était donc un pays particulièrement prédestiné à l'unité que

cette immense terre, où aucun obstacle n'empêche la libre circulation dans tous les sens, où l'on passe par transitions insensibles des conditions physiques de la Crimée à celles des toundras de la mer Glaciale, en même temps que le caractère continental du climat fait connaître à chaque zone, d'un bout à l'autre de l'année, de grands écarts de température. D'autre part, quelle disposition naturelle à la stabilité ne devait pas ressentir cette population, dont le sol, si uniforme et si peu fait pour provoquer le désir des voyages ou le goût des aventures, est le moins exposé aux tremblements de terre qu'il y ait sur le globe; d'où les volcans et les sources thermales sont absents; où rien, dans le terrain, ne trahit ni désordre, ni dislocation, même aux approches de l'Oural, dont le versant occidental est aussi doux et exempt de roches éruptives que la pente opposée est riche en accidents?

Distinction de deux territoires glaciaires. — Malgré l'uniformité générale du relief, le sol russe offre deux divisions bien tranchées, que la seule inspection d'une carte suffit à faire reconnaître, et que sépare une ligne partant de la frontière prussienne de la Pologne pour atteindre Arkhangelsk en passant par le lac Ilmen et un peu à l'est du lac Onega. A l'occident de cette ligne, les marais et les cavités lacustres abondent, et les cours d'eau sont tout ce qu'il y a de plus irrégulier. A l'est, on ne voit pas un seul lac, et le parcours des rivières est bien défini.

Cela tient à ce que la ligne en question marque précisément la limite que la dernière invasion glaciaire n'a pas dépassée. Assez de siècles s'étaient écoulés, depuis le temps où la précédente, de beaucoup la plus étendue, avait étalé ses moraines en Russie, pour que la topographie de ces dernières eût eu le temps de se régulariser. Les creux s'étaient comblés, la pluie avait transformé une partie de l'argile glaciaire en limon de ruissellement. Mais quand les glaces sont revenues, il y a quelques milliers d'années seulement, ne couvrant plus cette fois que la Laponie, la Finlande, le gouvernement d'Olonetz et l'Esthonie, elles ont déposé sur ces territoires un nouveau terrain erratique, et l'empreinte en est restée d'autant plus fraîche, que sur ce fond exclusivement archéen et granitique, la pression de la glace agissait plus nettement qu'elle n'avait pu faire sur les sédiments en couches horizontales de la région de l'est.

Le maintien de ce régime hydrographique indécis n'a dû être que facilité par les phénomènes de submersion temporaire qui ont suivi le départ des glaces, et qui paraissent avoir établi

momentanément une communication entre la Baltique et la mer Blanche.

Finlande. Paysage morainique. — La Finlande, qui est la partie caractéristique du territoire occidental, n'est autre chose que la continuation de la grande plate-forme archéenne de la Suède, allant s'enfoncer doucement sous les plaines russes, dont elle forme le fond. Elle est si bien aplanie que son altitude moyenne se tient à 150 mètres, un centième seulement de la superficie s'élevant au-dessus de 600[1]. Encore les hauteurs sont-elles reléguées dans le nord du pays, dont toute la partie centrale n'offre aucun point plus élevé que 240 mètres. Mais ce qui imprime à ce territoire sa physionomie particulière, c'est la multitude des flaques d'eau, telle que le milieu de la péninsule comprise entre le golfe de Bothnie et le lac Ladoga a mérité de s'appeler le *pays aux mille lacs*.

Ces nappes ont des contours infiniment déchiquetés, et engendrent un véritable labyrinthe d'eau et de terre ferme, au milieu duquel courent des rivières dont les vallées sont à peine ébauchées, sujettes à de fréquents élargissements et à des rapides. Un œil tant soit peu exercé ne peut manquer d'y reconnaître une topographie glaciaire. Et en effet, le paysage morainique règne sans partage, avec les roches striées et les gros blocs erratiques, dont la Finlande est la patrie par excellence, les amas morainiques, les traînées étroites de cailloutis glaciaires. On sent que la topographie est encore dans l'enfance, le pays ayant subi en entier l'influence de la dernière invasion des glaces. Les bois sont nombreux, ainsi que les marais et les tourbières. Les lacs paraissent logés de préférence dans le granite, sur lequel sont également assises les principales villes de la région. Déjà plus d'un lac supérieur a trouvé à se vider dans ceux du dessous; mais ce travail de régularisation est lent à cause de la dureté du terrain et de la faible inclinaison des surfaces[2].

Une grande indécision règne dans les contours de l'angle sud-ouest du pays, qu'une multitude prodigieuse d'îlots réunit presque aux îles d'Aland. C'est le même régime et la même accumulation de petites îles qu'en face de Stockholm, attestant la submersion partielle d'une bande littorale où les lacs abondaient.

Cette submersion a été par moments plus complète. En effet, les cartes de M. de Geer[3] montrent qu'après le départ des glaces,

1. Rein, *Kirchhoff's Länderkunde*. — 2. Reclus, *l'Europe scandinave et russe*. — 3. Voir Nathorst, *Sveriges Geologi*, Stockholm, 1894.

et alors que la Norvège avait, à peu de chose près, ses contours actuels, le grand lac d'eau douce à *Ancylus*, auquel la Baltique avait fait place, couvrait près de 570 000 kilomètres carrés, englobant le lac Ladoga et une bonne partie du littoral finlandais.

Salpausselkä. Rapides de l'Imatra. — Un trait caractéristique de la Finlande méridionale est l'existence d'une grande moraine terminale, dite *Salpausselkä*, qui forme une crête bien marquée, et corrrespond au stationnement de la calotte de glace lors de la dernière de toutes les invasions. Haute en certains points de plus de 12 mètres, cette crête est toujours dirigée à angle droit sur les stries glaciaires de l'archéen, situé en arrière. Il est des endroits où la Salpausselkä, couverte d'arbres, domine des plages de graviers, de galets et de gros blocs, abandonnés par la mer à *Yoldia* quand celle-ci baignait le pied de la moraine. Une de ces plages s'observe à Messilä par 150 mètres d'altitude, et non loin on voit pointer au-dessus du terrain glaciaire un noyau de quartzite que sa dureté a préservé de l'érosion. C'est le point le plus élevé (223 mètres) du sud de la Finlande.

Le plus grand et en même temps le plus typique des lacs de la Finlande, le Saïma, était autrefois barré par la digue de la Salpausselkä. A ce moment ses eaux s'écoulaient vers l'ouest. Un soulèvement inégal ayant amené la nappe lacustre à occuper un niveau plus élevé vers le sud, cette nappe a fini par déborder la moraine, en creusant dans l'archéen les célèbres rapides de l'Imatra, où abondent les marmites de géants[1].

Ainsi s'est formé, dans une roche dure, depuis la dernière époque glaciaire, un canyon de 350 mètres de long sur 23 à 25 mètres de large, plus profond de 6 à 8 mètres que l'ancien lit de l'émissaire, et correspondant à un déblai d'environ 150 000 mètres cubes.

Alignements finlandais. — Malgré l'apparent enchevêtrement de l'eau et de la terre ferme sur le territoire de la Finlande, on n'en remarque pas moins, dans la topographie, quelques traits frappants de parallélisme. Ainsi les vallées qui aboutissent au golfe de Bothnie ont exactement le même alignement, du nord-ouest au sud-est, que celles qui descendent du Kjölen de Norvège. La même direction s'observe dans les étangs et les tourbières de la Finlande méridionale, et après le labyrinthe du Pays aux Mille Lacs, on est tout surpris de voir des lambeaux de fleuves rectilignes, Borgo, Wuoxen, etc., qui drainent la contrée

1. Sederholm, *Livret-guide du Congrès géologique de 1897*, XII.

dans le sens indiqué, traversant (et le dernier par la cascade d'Imatra) une ride de terrain bien marquée.

Or si l'on pouvait penser que le sens de l'écoulement des eaux, en Suède, ait été déterminé seulement par la pente, cette explication ne saurait convenir au sol si plat de la Finlande. Il est donc nécessaire d'admettre qu'un phénomène, commun à toute la Scandinavie, a fait naître ces sillons alignés au nord-ouest, et parallèles d'ailleurs aux glens de la Norvège méridionale. Comme cette direction est celle d'un grand nombre de bandes schisteuses, gneissiques et granitiques du pays, il est possible que l'inégalité de résistance à l'érosion ait suffi pour engendrer les sillons en question.

Plate-forme russe. Ses divisions. — Quant à la plate-forme elle-même, en dehors de la Finlande et du territoire d'Olonetz, il n'y a guère lieu d'y reconnaître que trois régions naturelles : contre la mer Glaciale, la bande des *toundras* ou marécages glacés; puis, l'immense étendue que recouvre le terrain erratique ancien, terrain dont l'épaisseur atteint jusqu'à 200 mètres en Pologne. Cette nappe, tant par sa nature propre que par l'uniformité de son relief, favorise la stagnation des eaux, engendrant les grands marais de la Podlésie et de Pinsk. Enfin, au sud, vient la zone des grandes herbes, limitrophe de la mer Noire et de la Caspienne.

Le paysage typique de la Russie moyenne comporte de grandes plaines, parsemées de collines, de forme et de direction irrégulières, que traversent des rigoles en pente douce, où coulent de petits ruisseaux. Les prairies naturelles n'existent que dans les vallées; autrefois toutes les hauteurs étaient couvertes de forêts.

A la limite méridionale du terrain glaciaire se produit un remarquable changement dans la nature et les productions du sol. On entre ici dans le domaime des *steppes* ou plaines herbeuses, qui se sont développées grâce à la nature du terrain, enrichi en sable par le lessivage du bord des moraines, au peu de relief du terrain et à la faible humidité du climat[1]. Mais cette région de steppes se divise en deux zones nettement distinctes : celle du *tchernozom* ou de la terre noire, et celle des *steppes* proprement dites ou sèches, au sol de plus en plus salin à mesure qu'on s'approche de la mer Noire. Et si on se dirige vers la Caspienne, comme on passe successivement d'une chute de pluie de 500 millimètres à 333 pour Tsaritzyne et 116 pour Astrakhan, la transition va depuis le tchernozom jusqu'à la steppe à buissons d'absinthe.

1. Voir plus haut, p. 260.

Sur les limites du terrain glaciaire, notamment autour d'Alatyr, près de Simbirsk, on observe des sables analogues aux sables à bruyères de l'Allemagne du Nord, dont il sera question plus loin. M. Pavlow les attribue aux alluvions apportées par la Soura, quand la glace lui barrait le chemin vers le nord[1].

Régions de la terre noire et des steppes. Leur réseau hydrographique. — Il ne s'agit pas là d'une simple différence de climat. La vraie steppe, avec les marécages qui l'accompagnent, occupe l'ancienne dépression qui, à la fin de l'époque tertiaire, était noyée sous une grande nappe d'eau d'abord saumâtre, puis tendant à se dessaler de plus en plus; de là l'infertilité du sol. Mais au nord, dans la partie émergée depuis le départ des mers de la craie et du tertiaire moyen, le rapide développement des herbes, sur un terrain meuble et bien pourvu des principes nécessaires, a amené, par la décomposition des couches successives de végétation, la formation de cette *terre noire* justement renommée pour sa fécondité.

La disposition du réseau hydrographique de la Russie méridionale est très intéressante. Ce n'est qu'en arrivant au pays du tchernozom que les cours d'eau prennent une direction bien définie. Jusque là, ils descendaient du nord avec une indécision assez évidente. Mais alors on les voit tous se diriger en ligne presque droite vers le sud-est. Cet alignement, qui est celui du Prout, du Dniester et du Boug, est adopté par le Dniepr entre Kiev et Iékatérinoslaw, par le Donetz depuis Kharkov, par le Don entre Pavlovsk et les collines Erguéni.

En revanche, une fois entrés dans la bande des steppes, le Dniepr ainsi que le Don, grossi du Donetz, se coudent brusquement au sud-ouest. De plus, les nouveaux tronçons ainsi déviés se logent exactement dans un large sillon, bien dessiné par les bords de la mer d'Azov comme par le rivage nord-ouest de la Crimée et le bord occidental du golfe d'Odessa; enfin le prolongement de ce sillon coïncide précisément avec l'axe de la dépression que suit le Danube entre la Bulgarie et la Valachie.

Explication des particularités des cours d'eau. — Ces circonstances s'éclairent d'une vive lumière, quand on les rapproche de l'histoire géologique du pays. Le drainage de la Russie méridionale a dû se constituer à l'époque où les eaux russes s'écoulaient dans la mer dite *Sarmatienne*[2] qui, après le soulèvement alpin, couvrait

1. *Geol. magazine*, 1896, p. 50. — 2. Le nom de *sarmatien* a été donné par les géologues à l'un des derniers étages de la série miocène.

toute la bande des steppes, s'avançant jusque dans l'Asie centrale (fig. 130).

Plus tard, quand la mer eut reculé, et que les steppes méridionales se furent asséchées[1], le bourrelet montagneux, si nettement arqué, qui comprend les Carpathes, les Balkans, les hauteurs de la Crimée et le Caucase, eut à subir une nouvelle dislocation, car les dépôts de la mer Sarmatienne et même ceux de l'époque suivante ou pontienne s'y montrent par places fortement redressés. En avant des Balkans, et formant leur contre-partie, il existait, comme l'a fait remarquer en 1888 M. Androusow, une dépression

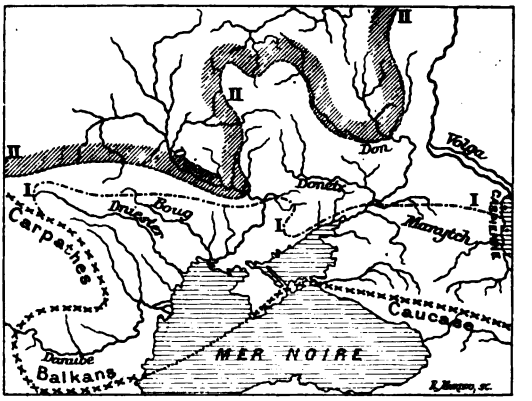

Fig. 130. — L'hydrographie de la Russie méridionale. I, I, rivages de la mer Sarmatienne; II, limite méridionale du terrain glaciaire.

continue, allant de la Bulgarie à la Caspienne. Dans la branche occidentale de ce sillon, le Danube, enfermé entre le Balkan et les Alpes de Transylvanie, *s'écoulait vers la mer Caspienne*, ou plus exactement vers la mer aralo-caspienne, dont le Pont-Euxin, encore séparé de la Méditerranée, formait à partir de Kertch un golfe occidental, relié à la nappe principale de l'est par la dépression encore si manifeste du Manytch[2].

Bientôt survinrent des effondrements : savoir celui qui, faisant

1. A l'époque du pliocène supérieur, les fleuves de la Russie méridionale étaient dessinés et déposaient des alluvions, avec restes de grands mammifères terrestres; mais un bassin saumâtre persistait à l'extrême sud, atteignant la Bessarabie méridionale et Odessa (Androusow, *Soc. géogr. de Russie*, XXIV). — 2. M. Suess, qui admet (*Antlitz der Erde*, I, p. 438) l'ancienne dépendance du Danube vis-à-vis de la Caspienne, rappelle que Filippi a depuis longtemps signalé l'analogie des poissons de cette mer avec ceux du grand fleuve européen. Nous ajouterons que les mêmes poissons ont pu exister dans le Pont-Euxin, d'où la tardive irruption de la Méditerranée plus salée les aurait chassés, comme elle a tué l'ancienne faune caspique du Pont (voir Androusow, *Mém. de l'Acad. imp. de Saint-Pétersbourg*, 1893).

écrouler la chaîne Caucasienne entre Bakou et le Kara-Bogaz, créa la Caspienne méridionale, avec ses grandes profondeurs; et un autre qui rompit la jonction des Balkans avec la Crimée, inclinant le terrain de telle sorte que le Danube aurait vu son cours brisé et la pente de sa partie russe renversée. A ce moment, le Dniepr et le Donetz, jusqu'alors affluents de cette partie, se jetèrent vivement au sud-ouest, à la faveur d'accidents tectoniques, dans l'ancien sillon danubien, pour rejoindre la mer Noire, bientôt mise en communication avec la Méditerranée.

L'une des particularités les plus remarquables de l'hydrographie russe est la boucle étroite, de 100 kilomètres de long, que décrit la Volga à l'ouest de Samara, autour des montagnes des Jégouli. Cet accident coïncide avec une faille, qui ramène brusquement, aux Jégouli, le calcaire paléozoïque en travers des couches jurassiques.

Oural. — Il nous resterait à dire un mot des montagnes auxquelles confine le territoire russe. Mais, laissant de côté le Caucase, qui est en réalité une chaîne asiatique, nous ne nous occuperons ici que de l'Oural.

L'Oural est une chaîne de montagnes d'un type peu ordinaire. Au premier abord, cette série de chaînons assez régulièrement parallèles, n'offrant nulle part d'altitudes supérieures à 1700 mètres, rappelle assez bien le Jura. Mais les terrains secondaires ne prennent aucune part à la constitution des chaînons, où les plis paléozoïques se développent en diminuant d'amplitude du côté de la Russie, avec une régularité qui atteste que la montagne et la plate-forme russe font un tout continu[1]. D'autre part, la chute brusque qui se produit du côté de la Sibérie ne résulte pas d'une rapide plongée des terrains du versant occidental, s'enfonçant sur le revers oriental d'un anticlinal. Au contraire, le versant sibérien contraste absolument avec l'autre. Le fond du terrain y est extraordinairement disloqué, ce qui n'empêche pas sa surface d'être arasée, et on y constate une grande abondance de roches éruptives, de tufs datant de l'époque dévonienne et de filons métallifères.

Ainsi le versant oriental de l'Oural correspond à un changement complet de territoire. Sa crête marque le début d'une pénéplaine primaire, qui devait s'étendre au loin vers la Sibérie, à l'époque où la Russie était sous les eaux marines, et qu'une longue érosion a eu le temps de raboter. De la sorte, ce versant joue, relativement à la chaîne, un rôle qui n'est pas sans analogie avec celui du

1. Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 643.

Piedmont des Appalaches, dont il sera question à propos de l'Amérique.

Si donc, aujourd'hui, les chaînons occidentaux dominent ceux du versant opposé, c'est que le relief a dû en être rajeuni par des dislocations relativement récentes, qui se sont faites parallèlement au bord de l'ancienne plate-forme sibérienne. Une série de failles ont divisé le versant russe en bandes, qui généralement plongent en pente assez douce vers l'est, tandis que leurs tranches, quand elles sont de grès dur ou de quartzite, vont former à l'ouest de grands escarpements, au pied jonché d'éboulis et riche en sources. Par là se complète l'analogie de la chaîne avec celle des Appalaches.

On peut penser que la dislocation qui a produit ces effets est la même qui a déterminé l'affaissement de la plate-forme sibérienne, suivant un sillon que la mer éocène, venant du nord, a pu longer pour faire le tour de l'Oural, et revenir par Kazan se relier avec les plages éocènes de la Baltique.

Particularités diverses de l'Oural. — On comprend de cette façon l'indépendance qui existe entre la hauteur des chaînons et l'âge des roches qui les composent, de même que la position excentrique de la ligne de partage entre les deux versants. Cette ligne, qui coïncide avec l'Oural-taou, d'altitude toujours inférieure à 1000 mètres, et correspond au pli le plus ancien de la chaîne, est dominée à l'ouest par une suite de chaînons de plus de 1000 mètres, Nari, Zigalga, Nourgouche, Ourenga, Taganaï.

Les rivières, telles que la Belaia et le Xi, commencent par couler entre l'Oural-taou et la chaîne culminante, puis franchissent cette dernière et celles qui lui font suite dans des cluses, sur les deux bords desquelles les couches se font exactement pendant. Aussi M. Tschernyschew[1] pense-t-il que l'écoulement de ces cours d'eau, déterminé dans l'origine par une pente générale dirigée de la Sibérie vers la Russie, a réussi à garder la même direction pendant le soulèvement graduel des chaînes occidentales.

Une remarquable particularité de la pénéplaine qui longe le pied du versant oriental de l'Oural est l'extrême abondance des petites cavités lacustres, qu'il ne faut pas confondre avec les lacs de steppes de l'Oural méridional, héritage de la dépression aralo-caspienne.

Ces lacs, aux abords desquels il n'existe pas le moindre vestige

1. Documents pour le Congrès géologique de 1897.

d'anciennes formations glaciaires, sont d'eau douce, presque tous pourvus d'écoulement, et parfois très profonds. La plupart se rencontrent sur les roches cristallines. Comme ces dernières ont une tendance générale à se débiter en écailles autour de gros noyaux plus durs de forme amygdaloïde, on peut penser que ce mode d'altération a contribué à la formation des cavités lacustres.

L'Oural septentrional subit une brusque inflexion dans les monts Pae-Khoï, qui, par l'île de Waigatch, se prolongent dans la grande île de Novaïa Zemlia. M. Stuckenberg[1] a fait remarquer que les monts Timan, contrefort détaché de l'Oural à l'ouest de la Petchora, et de même constitution que la chaîne, se recourbent d'une façon identique sur le golfe Tcheskaïa, pour trouver leur continuation à travers la presqu'île Kanine. De cette façon, on pourrait dire que les traces de la poussée ouralienne tendent à encadrer complètement le grand massif stable de la Russie et de la Scandinavie.

III

LES PAYS-BAS DE L'EUROPE SEPTENTRIONALE

Définition des Pays-Bas. — Depuis le Pas de Calais jusqu'à la Finlande s'étend, en bordure de la mer du Nord et de la Baltique, un ruban de terres basses, qui constituent ce que nous appellerons les *Pays-Bas de l'Europe septentrionale.* L'homogénéité de cette zone tient à ce que, logée dans une dépression que les mers ont longtemps occupée, et qu'elles recouvrent encore en partie, elle correspond à la fois aux points où sont venus expirer les derniers efforts de la grande extension glaciaire, et à ceux où les cours d'eau du versant européen septentrional ne cessaient de verser leurs alluvions.

En beaucoup de ses parties, elle représente une conquête très récente de la terre ferme, conquête chèrement disputée à l'attaque des flots de la mer du Nord. Dans d'autres, elle laisse voir une invasion tardive des eaux marines; et en chaque point, son allure se ressent de la part relative prise à sa constitution par chacun des différents facteurs, relief préexistant, eaux courantes, glaces,

1. Voir Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 646.

vagues de la mer, action du vent, mouvements du sol, qui ont concouru à la former.

Section occidentale, Flandres. — La première section de cette bande est celle qui comprend les rivages de la mer du Nord, depuis Calais jusqu'à l'embouchure de l'Elbe. Nulle part l'apport des rivières n'y est aussi efficace; mais nulle part aussi le contour du littoral n'est moins stable; d'abord parce que la marée et le vent s'y font sentir avec énergie; ensuite parce que le régime de ces parages est de très fraîche date.

D'abord les récents travaux des géologues belges[1] ont montré que, durant les temps pléistocènes, il y a eu deux grandes invasions marines successives, pénétrant largement dans les estuaires des cours d'eau actuels, déjà plus ou moins esquissés. Ces invasions, qu'on a désignées sous les noms de *moséenne* et de *flandrienne* (cette dernière étant la plus récente et pouvant dater de l'âge du renne), ne peuvent s'expliquer que par des mouvements généraux du sol, en relation avec ceux dont nous avons parlé à propos des Iles Britanniques.

D'autre part, l'ouverture du Pas de Calais, certainement postérieure à l'apparition de l'homme et au départ des dernières glaces, a dû troubler profondément le régime de la Mer du Nord, en provoquant un conflit entre ses marées propres et celles qui viennent de l'Atlantique central. Cette cause, jointe à des mouvements de date plus récente, explique les importantes modifications éprouvées, depuis les temps historiques, par le littoral néerlandais; modifications qui, très fréquentes et très considérables par moments jusqu'au treizième siècle, paraissent avoir beaucoup perdu de leur intensité : sans doute parce que l'équilibre définitif est en voie de s'établir.

La bande des Pays-Bas s'appuie, à l'ouest, contre l'éperon que forme le bourrelet crayeux du Bas-Boulonnais, et qui se révèle si bien dans la saillie verticale du cap Blanc-Nez. A partir de cette protubérance, qui marque le dernier effort septentrional des poussées orogéniques venues du sud-ouest, la craie plonge au Nord avec rapidité, disparaissant, dès les approches de Calais, sous un manteau de terres plates, où les vases marines et même les galets s'entremêlent avec la tourbe, en témoignage des fréquentes variations du rivage au début des temps actuels.

Le sol des Flandres, en France comme en Belgique, est formé

1. Voir le mémoire de M. Rutot dans le *Bull. de la Soc. belge de géologie*, XI (1897), et les notes de M. Mourlon dans le *Bull. de l'Acad. royale de Belgique*, XXXII, XXXIII.

d'alluvions, qui reposent directement sur les argiles et les sables argileux du tertiaire. Le terrain s'incline doucement vers la mer, où le vent a édifié un cordon de dunes, par lequel les inégalités primitives de la côte ont été rectifiées. L'absence de cours d'eau importants fait que cette rectification n'a pas isolé d'anciens estuaires, lesquels seraient devenus des lagunes. Néanmoins, le terrain en arrière du cordon littoral est assez plat pour demeurer constamment humide, ce qui oblige à l'assainir par de nombreuses rigoles. De là cette bande de *wadden*[1] ou *watteringhes*, qui partout borde la côte à distance. Au delà des wadden le sol se relève peu à peu, et l'épaisseur du limon quaternaire n'est pas telle qu'on ne voie apparaître en plus d'un point les couches tertiaires sous-jacentes. Suivant que ces dernières sont plus argileuses ou sableuses, le paysage et la fertilité du sol s'en ressentent ; de là, par exemple, le contraste entre les riches plaines des environs d'Ypres et les zones de sable qu'on traverse entre Gand et Bruges.

La région d'entre Gand, Bruges et Anvers est le *Pays de Waes*, large plaine sablonneuse, mais dont le fond reste humide à cause de la présence en profondeur d'un dépôt argileux tertiaire. Aussi voit-on beaucoup de canaux et de fossés pleins d'eau; et s'il n'y a pas de prairies naturelles, le pays n'en est pas moins un nid de verdure, grâce à l'abondance des arbres et des buissons[2].

Pays-Bas néerlandais. Cordon littoral et Marais. — Un grand changement s'introduit dès l'embouchure de l'Escaut. Là commencent les Pays-Bas néerlandais, où s'enchevêtrent les embouchures de l'Escaut, de la Meuse, du Rhin. Ce serait cependant une erreur de considérer cette région comme résultant exclusivement d'une conquête récente, opérée par l'alluvionnement des fleuves sur le domaine maritime. Le rivage de la mer du Nord a éprouvé là bien des vicissitudes, et le temps n'est pas éloigné, sans doute, où, à l'époque du mammouth, contemporain des premiers hommes, le Rhin devait s'avancer d'au moins trois degrés vers le nord, avant de trouver une embouchure entre le bas-fond du Dogger et le Danemark. C'est la mer qui, après les derniers temps glaciaires, dont cette région n'a pas ressenti l'influence directe, a repris possession de son ancien domaine, en même temps qu'elle emportait l'obstacle du Pas de Calais.

Depuis lors, une lutte constante s'est engagée sur ces rivages entre les fleuves et la mer. L'épisode le plus considérable de cette

1. *Wadden* est le mot hollandais, que les Allemands traduisent par *watten*. — 2. Gosselet, *Ann. Soc. géol. du Nord.*

lutte a été la rupture du cordon de dunes et l'invasion de la mer dans le Zuyderzée, au XIIIe siècle. Auparavant, en revenant au sud, sans aucun doute à la faveur d'un abaissement du sol, la mer avait balayé la contrée, détruisant les bois, dont les restes se trouvent à la base des argiles qui portent les marais du littoral. Plus d'une fois depuis un effet analogue s'est produit; ainsi s'expliquent la destruction d'une partie de l'île de Walcheren et la submersion définitive de parties basses où des bois, protégés dans l'origine par des dunes, avaient réussi à s'établir.

Aujourd'hui, en avant de la côte découpée par le Zuyderzée, le golfe de Groningue et le Dollart, la mer a reconstruit à l'aide des dunes une digue convexe, de contour très régulier, mais fréquemment interrompue par des ouvertures. C'est la chaîne qui commence vers Scheveningen, atteint cinq kilomètres de largeur près de Harlem, puis devient insulaire au Texel et se poursuit par les îles Frisonnes.

Au delà des dunes, et séparées d'elles à mer basse par une bande de *wadden*, s'étendent les *Marais* [1], qui atteignent quarante kilomètres de largeur, accompagnant tout le cours inférieur du Rhin et formant le principal noyau de la Hollande [2]. C'est le produit des débordements du fleuve, terre extrêmement fertile, mais basse, surtout depuis que par des digues on s'efforce de contenir toujours les eaux fluviales dans un lit invariable. Aussi, tandis que, sur les bords immédiats des fleuves, par le dépôt des anciens troubles, la surface s'élève à des altitudes d'une dizaine de mètres, partout ailleurs elle demeure au-dessous du niveau de l'eau courante. Les deux tiers de la surface des Marais hollandais ne sont pas à 1 mètre au-dessus du zéro d'Amsterdam, et beaucoup de parties tombent à 3 et même 5 mètres au-dessous. Ce sont les *polders*, dont on épuise l'eau avec des pompes, en la recueillant dans des canaux; de sorte que, dans ce pays, les seules inégalités du terrain sont créées par les digues [3].

C'est à l'invasion du pays des Marais par la mer, lors des ruptures du cordon littoral, qu'on peut attribuer la formation des *wadden*.

Campine, Geest. — Autour des Marais, en remontant vers l'intérieur, s'étend une zone d'un caractère bien différent; c'est la

1. Dans la première édition de ce livre, le mot allemand *Marsch*, qui signifie surtout *marais*, avait été mal à propos traduit par *Marche*, qui doit s'appliquer au terme germanique *Marck*. — 2. Penck, *Niederlande*, *Kirchhoff's Länderkunde*. — 3. Penck, *loc. cit.*

Campine de Belgique, se soudant à la Lande ou *Geest*[1] de Hollande, bien marquée dans la Véluwe, entre le Rhin et l'Yssel. Le pays est aride, sableux, sans bois, sans prairies, dépourvu de cultures comme d'habitations. Des bruyères à la teinte brune couvrent le sol, interrompues par de petits monticules de sable blanc. L'altitude, en moyenne de 25 mètres dans l'est du Geest, atteint 100 et même 105 mètres sur la Véluwe. Le contraste est complet entre cette bande aride et les Marais qu'elle borde.

La zone sableuse qui vient d'être décrite résulte du mélange opéré à cette place entre les matériaux des moraines glaciaires et les alluvions des fleuves. Lors de la grande extension glaciaire, au début des temps pléistocènes, les lobes de glace s'avançaient jusqu'à une ligne définie par l'embouchure du Vaal, près de La Haye, et Wesel sur le Rhin. Sur cette ligne, les torrents issus de ces lobes étalaient des graviers et des cailloux de provenance scandinave. A leur rencontre arrivaient les eaux du Rhin et de la Meuse, gonflées par les grandes pluies de l'époque et chargées d'alluvions qu'elles jetaient contre le barrage morainique. A cela il faut ajouter l'influence momentanément exercée par l'invasion de la mer moséenne.

Ainsi se sont formées d'énormes masses de cailloux roulés, dépassant 150 mètres d'épaisseur sur la Véluwe, et mélangées de sable, qui affleurent dans la Campine et le Geest. On a estimé[2] à 1500 kilomètres cubes la part prise à ces accumulations par les apports originaires du massif ardennais et rhénan, dont les vallées devaient être alors en plein approfondissement, par suite de la surrection du terrain[3].

M. Mourlon[4] pense que c'est la masse des sables marins accumulés en Campine par la mer moséenne qui a contraint la Meuse à se diriger au nord-est à partir du Limbourg.

Au nord-est, dans ses parties les plus déprimées, le Geest est parsemé de hauts marais tourbeux[5], bien distincts des basses tourbières qui occupent une portion des Marais.

Oldenbourg et environs. — Les Pays-Bas néerlandais se soudent à ceux du Hanovre et de l'Oldenbourg, où se retrouvent identiquement les mêmes caractères. Au delà des dunes et des wadden

1. M. E. Reclus rapproche le mot de *geest* ou *gast* de celui de *gâtine*, usité en France pour les terres rebelles à la culture. L'emploi de ce mot de *geest* n'est pas sans inconvénient, des sens différents lui ayant été donnés. Nous nous en tenons ici à la manière de faire de M. Penck. — 2. Penck, *loc. cit.* — 3. Voir plus haut, pp. 170 à 173. — 4. *Bull. Acad. roy. Belg.*, XXXII, p. 671. — 5. Voir Lorié, *Archives Teyler*, 1895.

s'étendent les Marais, formés par les alluvions de l'Ems et du Weser, puis la zone des bruyères et des landes, mais celle-ci beaucoup moins haute qu'en Hollande, parce que les fleuves qui ont contribué à l'édifier étaient très inférieurs en débit au système du Rhin. Aussi le sol, entièrement dépourvu de relief, est-il, malgré son fond de sable, couvert de marais tourbeux, entre lesquels s'observent quelques taches plus hautes, de bruyères et de pins. L'ampleur des tourbières croît à mesure qu'on se rapproche de la mer, et ainsi se forment, couvrant des centaines de mille kilomètres carrés, les immenses marécages tourbeux, parfois au sol flottant, de Bourtange, d'Arenberg, du Saterland et de la Hamme.

Bien que les campagnes y soient fertiles et unies, les Marais du Hanovre et de l'Oldenbourg n'offrent pas à l'homme un habitat favorable, parce que les retours offensifs du flot marin obligent à y construire les maisons sur des levées. Aussi les villes ont-elles choisi pour s'établir la lisière beaucoup moins fertile du Geest, où elles se succèdent comme si elles surveillaient de haut le domaine livré à la culture. Telle est la position d'Itzehoe, de Harburg, de Stade, Varel, Aurich, Norden[1].

Région de l'Elbe. Lande de Lunebourg. — A mesure qu'on se rapproche de l'est, les caractères glaciaires s'accentuent dans la zone des Pays-Bas; non seulement parce qu'on pénètre de plus en plus dans l'intérieur de la bande morainique, mais parce que, à partir de l'Elbe, le terrain a gardé, toute fraîche encore, la trace du passage de la dernière invasion des glaces, qui ne paraît pas avoir dépassé ce point vers l'ouest[2].

Sur la limite, et appartenant encore au régime occidental, est la grande *Lande de Lunebourg*, longue de 270 kilomètres sur 70 de largeur, la partie la plus infertile et la plus déserte de toute l'Allemagne. Le sable y est mélangé en abondance de blocs erratiques d'assez grosses dimensions, ce qui explique le grand nombre des monuments mégalithiques dans ce pays, où quelques bouquets d'arbres se montrent dans les fonds les plus humides, au milieu de vastes landes exclusivement livrées à la pâture des petits moutons. En un mot, cette lande est un facies plus nettement erratique du geest néerlandais, et l'influence septentrionale s'y montre prépondérante, bien que rien encore, dans l'allure de la topographie, ne trahisse une moraine proprement dite.

1. Hahn, *in* Auerbach, *Ann. de géographie*, V, p. 473. — 2. Voir les cartes de M. de Geer dans *Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft*, XXXVII, 1885, p. 177; voir aussi la carte géologique de l'Allemagne, de Lepsius.

Schleswig-Holstein. — Il en est autrement dès qu'on a franchi l'Elbe. Presque immédiatement, depuis la pointe nord du Danemark jusqu'à la Lusace, le sol se montre parsemé de ces flaques d'eau irrégulières, avec cours d'eau indécis, qui toujours accusent un amas morainique fraîchement abandonné.

Dans la péninsule danoise, ce caractère n'apparaît que sur le bord oriental; et, en effet, la dernière invasion n'avait pas dépassé l'axe du Schleswig-Holstein; de sorte que la côte de l'ouest offre seulement les échancrures et les dunes qu'on doit s'attendre à voir sur un rivage plat et sableux, exposé à toute la violence des vents d'ouest. Là aussi, l'Elbe a dû remanier bien souvent la moraine ancienne. C'est pourquoi, après une chaîne de dunes et d'îles rongées par le flot, prolongement direct de celles de la Frise, on voit se dessiner des *wadden* ou *watten* envahies à marée haute, puis une bande de *marais* fertiles; enfin l'*ahl* aux nombreuses bruyères, équivalent du geest, et également accidenté par des tourbières.

Mais l'allure est bien différente du côté de la Baltique. Laissant à dessein, pour un moment, toute la région des îles danoises, occupons-nous seulement de la bande côtière comprise entre le Schleswig oriental et la Courlande.

Nous n'y trouverons plus, comme devant la Frise, de nombreuses chaînes d'îles allongées, débris d'un cordon littoral disloqué. Mais, dans le Schleswig, jusqu'à la baie de Lübeck, la côte va se montrer très capricieusement découpée, avec de grandes échancrures dites *förde* ou *föhrde*, qui donnent accès à la mer bien avant dans l'intérieur. Ce ne sont pas des fjords; il n'y faut chercher ni bords escarpés ni grandes profondeurs, et il suffit de regarder les lacs qui les entourent, de constater la nature du sol, formé d'argile glaciaire à blocaux, pour reconnaître d'où viennent ces découpures. C'est la Baltique qui a envahi en partie la bande morainique récente, mais simplement par l'effet d'un mouvement du sol, car la belle végétation des rives dit assez qu'on n'a point à redouter les vents violents ni l'assaut des marées.

Côte de Rügen. — L'aspect change à partir de la baie de Lübeck. De là jusqu'à l'embouchure de l'Oder s'observent les *bodden* ou échancrures ramifiées, accompagnées d'un grand nombre d'îles aux contours capricieux. Le sol, à la surface, est encore glaciaire, mais les côtes ne sont pas plates; de véritables falaises de craie se montrent à Rügen, découpant à pic une terre où les bois de hêtres arrivent jusqu'à la crête de l'escarpement. Alors, comparant cette structure à celle de la côte de Scanie, on comprend

qu'il s'agit ici d'un phénomène de dislocation, qui a ouvert les détroits à travers un isthme, par lequel la Suède était soudée à la fois au Danemark et à la Poméranie. Du reste ces dislocations sont nettement apparentes sur la côte de Rügen, où il est aisé de voir qu'elles sont postérieures au dépôt du terrain glaciaire le plus ancien.

Jylland. Iles danoises. — C'est ce qui nous autorise à rattacher, à la description des pays-bas septentrionaux, celle des îles danoises et du Jutland ou Jylland. En considérant que, dans cette langue de terre, aucun point n'est à plus de 60 kilomètres de la mer ni ne dépasse 170 mètres d'altitude, on pourrait être tenté de croire qu'il s'agit d'un sol de sable et d'alluvions, peu à peu rongé par les flots; et cependant c'est surtout un territoire de dislocations. Là, sous une couverture de limon glaciaire qui, par places, dépasse 125 mètres d'épaisseur, existe un fond de craie, recouvert dans presque tout le Jylland par les couches lignitifères du tertiaire. Cette craie apparaît en falaises sur les îles danoises, comme à Rügen, où elle accuse les secousses tardives, et certainement post-glaciaires, qui ont ouvert les détroits, en restituant à la Baltique la communication marine perdue par l'émersion du détroit suédois Venern-Mälaren.

Quant au lac intérieur si découpé du Liimfjord, les dunes, édifiées par le vent sur la côte de la mer du Nord, ont dû contribuer à sa formation.

En tout cas, le récif d'Helgoland, où le grès bigarré du trias apparaît si inopinément, servant d'appui à un lambeau de craie, dit assez que la structure du fond de la mer du Nord pourrait, en cas d'émersion, ménager plus d'une surprise. Déjà, du reste, le massif de sel qui surgit à Lunebourg du sein de la lande montre qu'une réelle complication doit régner sous le sol en apparence si uniforme de l'Allemagne du Nord.

Sur un pays aussi plat que le Danemark, toute accumulation qui fait saillie mérite d'attirer l'attention. C'est ainsi que, sur les côtes du Jylland et des îles danoises, le regard est souvent sollicité par des tertres d'environ 3 mètres de hauteur, sur 30 à 60 mètres de base, qui parfois se prolongent sur 300 mètres. Ce sont des amoncellements de coquilles, surtout d'huîtres, avec arêtes de poissons et autres restes qui permettent d'y reconnaître des *déchets de cuisine*[1] préhistoriques. Tout à fait à la fin de l'âge *paléolithique*, peu

1. En danois, *Kjækkenmöddinger*.

avant l'apparition de la pierre polie et du bronze, les hommes qui venaient de s'installer sur ces plages, à peine abandonnées par les glaces, rejetaient ainsi sur le rivage les coquilles des animaux qui avaient servi à leur nourriture.

Or les détroits danois ne nourrissent plus d'huîtres de nos jours, et de plus, bon nombre de ces tertres de déchets culinaires sont à une distance notable du rivage. Il y a donc eu, depuis leur formation, diminution de la salure de la mer avoisinante et, en outre, un certain degré d'émersion du sol.

Littoral baltique. Plate-forme des lacs. — Revenons maintenant au littoral poméranien. A partir de l'Oder, il n'y a plus une seule découpure de la côte jusqu'au golfe de Dantzig, où la Vistule, par ses alluvions, ramène sur ses bords une bande de *marais*. Alors le rivage s'échancre par les estuaires de la Vistule, du Pregel et du Memel. Seulement, dans cette mer sans marées, où le cordon littoral a moins de peine à se défendre, le vent d'ouest, qui agit plus efficacement à partir du coude de la Baltique, a suffi pour édifier une ligne continue de dunes, à la faveur de laquelle se sont isolées de la mer les deux grandes lagunes dites *Frische Haff* et *Kurische Haff*.

Parallèlement au rivage s'étend, sur une largeur moyenne de 180 kilomètres, un territoire très homogène, celui de la Poméranie et de la Pomérélie, caractérisé par l'extrême abondance des lacs d'origine glaciaire, tous assis sur l'argile à blocaux déposée lors de la dernière invasion. Mais ce qui est surtout remarquable, c'est la bande centrale, où ces cavités lacustres, alignées sur un faîte entre la Baltique et la Netze d'un côté, l'Elbe de l'autre, engendrent la *plate-forme baltique des lacs* ou *Seenplatte* (fig. 131), dont les caractères ont été précédemment indiqués[1]. Son caractère glaciaire ressort avec plus d'évidence encore depuis que M. Keilhack y a reconnu de nombreux *drumlins*[2].

La position de cette bande culminante n'est point arbitraire. Non seulement elle marque le point où les moraines terminales de la dernière extension ont le plus longtemps stationné; mais si ce stationnement s'est produit, et a fait naître une ligne de hauteurs, c'est que justement, en cet endroit, un bombement du terrain tertiaire avait eu lieu, qui relevait l'oligocène plus que partout ailleurs[3]. En un autre point, à Rüdersdorf, près de Berlin, ce sont les calcaires du trias qui forment tout d'un coup une protubérance

1. Voir plus haut, p. 231. — 2. *Jahrb. d. preuss. Geol. Landesanstalt*, 1896. — 3. Penck, *Kirchhoff's Länderkunde; norddeutsche Tiefebene*, p. 503.

surgissant au milieu du glaciaire. Dans ces deux cas encore, nous constatons que l'une des caractéristiques des pays-bas de l'Europe septentrionale est, qu'à la différence du glaciaire de la Russie, superposé à un sol complètement exempt de dislocations, les dépôts erratiques de l'Allemagne recouvrent une région qui a ressenti, d'une façon marquée, le contre-coup des mouvements orogéniques tertiaires; de sorte que cette nappe monotone recouvre un sous-sol assez tourmenté.

Les sondages, qui ont permis de reconstituer l'allure de ce sous-sol[1], le montrent partagé en longues bandes, alignées du nord-ouest au sud-est, et où tous les terrains secondaires sont plissés parallèlement à cette direction. Or cette allure se répercute à la surface, d'une façon évidente, dans le parcours de toutes les rivières. L'Aller et la partie du Weser qui lui fait suite; l'Elbe en aval du Brandebourg et en amont de Magdebourg; le haut Oder, qui par la Sprée prolonge si bien l'Elbe inférieur, absolument comme le haut Elbe prolonge l'Aller, sont autant de sillons nettement parallèles, dont la concordance avec les plis du sous-sol est d'autant plus frappante, que presque tous ces sillons correspondent à des synclinaux ou plis concaves que dessine le crétacé sous-jacent. Ainsi ce sont les efforts orogéniques de la période tertiaire qui ont préparé le réseau hydrographique des plaines de l'Allemagne septentrionale, et le dépôt du terrain glaciaire n'en a pas sensiblement altéré le dessin.

Versant méridional de la plate-forme. — Nous avons dit, d'après M. Keilhack[2], comment, de cette plate-forme lacustre fertile et boisée, les eaux descendaient régulièrement au nord, par des vallées bien marquées, que l'appel de la Baltique a suffi à façonner; tandis que, sur son versant sud, il subsistait des lacs généralement étroits, réunis en chapelets par des ruisseaux au parcours mal défini. Ce versant méridional, constitué par les sables et graviers que les torrents glaciaires emportaient de la moraine terminale, est infertile et couvert de landes de bruyères. Son bord est marqué par une dépression, où s'alignent exactement la Netze, puis la Warthe jusqu'à son confluent avec l'Oder.

Sur toute cette large bande, exempte d'accidents topographiques importants, le vent, remaniant les matériaux de la moraine, en soulève le sable et l'accumule en petites dunes, tandis que son passage sur les blocs erratiques use quelquefois ces derniers en y

1. Voir la carte que M. Penck en a donnée dans la *Länderkunde* de Kirchhoff. — 2. Voir plus haut, p. 231.

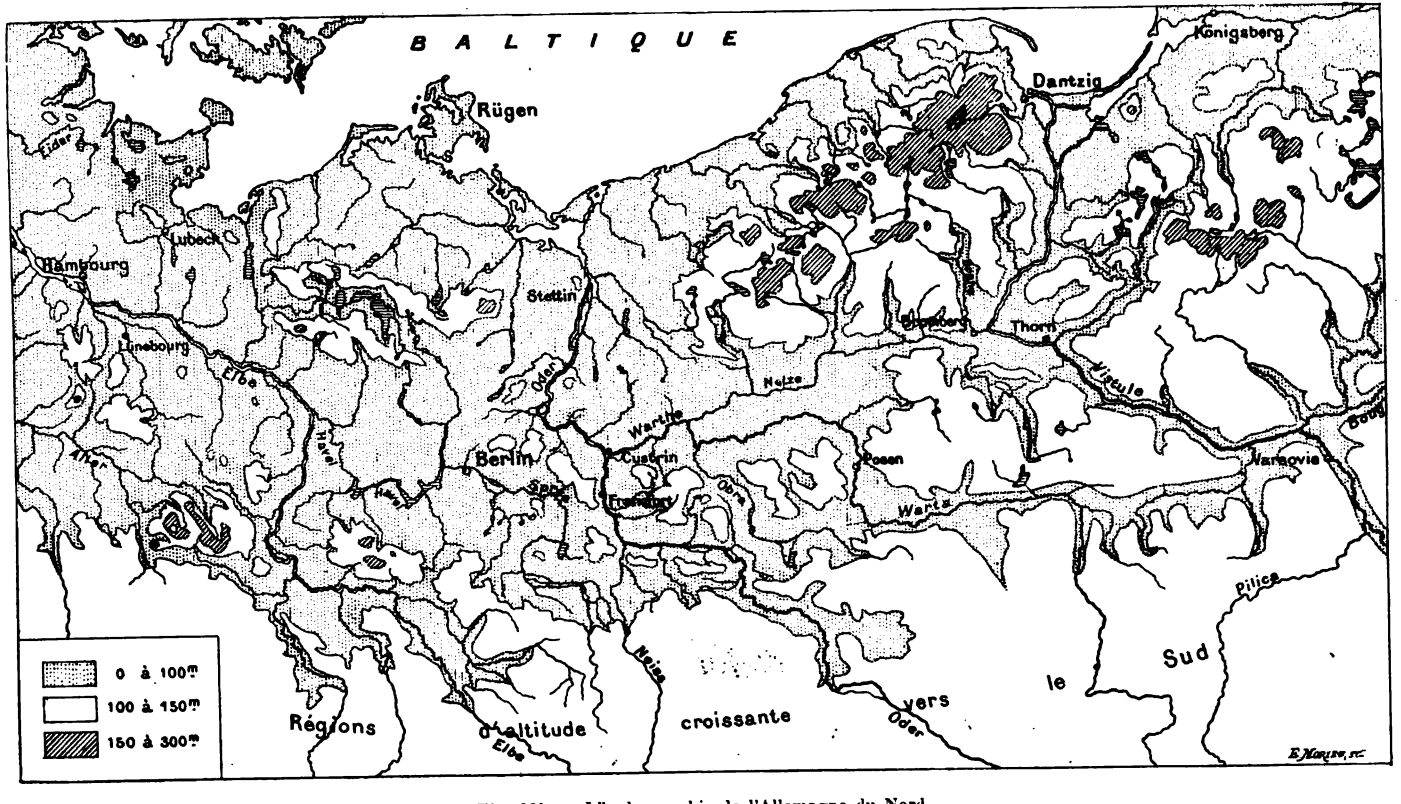

Fig. 131. — L'hydrographie de l'Allemagne du Nord.

faisant naître des facettes à arêtes vives[1]. Grâce aux communications qui se sont établies entre les cavités lacustres du Brandebourg et du Mecklembourg, il s'est formé des lignes intérieures de navigation, comme celles de la Sprée et du Havel. Le promeneur qui chemine en pleine campagne dans ces parages est parfois tout surpris d'apercevoir, gonflées par le vent, les voiles d'un bateau, alors que rien ne lui avait encore fait soupçonner l'existence d'un cours d'eau.

Zone des grandes rivières. — Contre la Netze et la Warthe commence une nouvelle bande, celle-là très plate, et parcourue par de grandes rivières, qui ont une tendance marquée à en épouser quelque temps la direction longitudinale, comme la Vistule après Varsovie, la Warthe ou Warta en amont puis en aval de Posen, l'Oder avant le coude de Francfort. Cette large zone, qui s'étend au sud jusqu'à Glogau et Kalicz, et vient se coincer tout près de l'Elbe, vers le confluent du Havel, après avoir embrassé la Cujavie, la Posnanie et le Neumark, marque précisément la partie du dépôt glaciaire ancien qui n'a pas été recouverte lors de la dernière extension, et dont la surface a eu le temps de se régulariser entièrement, se couvrant par places de limon de ruissellement. Mais le fond est resté sableux, de sorte qu'on y remarque le contraste de vallées au sol maigre, tantôt tourbeuses, tantôt envahies par les bruyères, avec des plateaux de partage couverts d'un limon fertile. Dans ce pays, les terres de culture occupent les hauteurs (qui ont rarement plus de 150 mètres d'altitude), tandis que les bois s'observent dans les vallées[2].

Détails sur les cours d'eau. — La seule inspection des cours d'eau de cette région provoque quelques remarques intéressantes.

Ainsi l'on ne peut s'empêcher d'être frappé du coude brusque que fait la Vistule vers le nord près de Bromberg, alors que devant elle s'ouvrait la large vallée qu'occupe l'insignifiante Netze. Cette dernière vallée est marquée par une traînée considérable d'alluvions anciennes qui, par la Warthe, vient rejoindre l'Elbe, et se prolonge même au delà jusqu'à Eberswalde. De la même façon, le cours supérieur de la Warta, continuant la direction de la Vistule en aval de Varsovie, est accompagné par une autre traînée d'alluvions, que suit un moment l'Oder, et qu'on retrouve avec la Sprée jusqu'à Berlin.

Partout ces traînées coïncident avec une large ouverture de

1. Voir plus haut, p. 256. — 2. Penck, *op. cit.*

vallées, et certainement elles étaient suivies, dans l'origine, par les grands cours d'eau. Ceux-ci ont dû en être ultérieurement détournés par quelque accident. Ainsi la Vistule, qui se coude brusquement au nord près de Bromberg, la Warthe, qui subit une déviation semblable près de Posen, l'Oder aux environs de Francfort.

Le détour de la Vistule à Bromberg coïncide avec l'apparition d'un petit cours d'eau, la Brahe, qui vient du nord, descendant de la plate-forme des lacs. Il est probable qu'à l'époque glaciaire, cette rivière a construit, à son débouché dans le sillon de la Netze, un cône de déjection que, plus tard, la Vistule s'est trouvée impuissante à déblayer.

Quant au coude de la Warta près de Posen, la vallée que la rivière emprunte est très peu large, et peut se suivre, alors que la Warta a repris la direction de l'est, dans le cours d'eau de la Welna. Aussi M. Wahnschaffe[1] croit-il que les masses d'eau résultant de la fusion des grandes glaces ont dû préparer ces rigoles nord-sud. De sorte qu'à la fin des temps glaciaires, les grandes vallées, remplies d'eau à une assez notable hauteur, auraient cherché à se verser les unes dans les autres, du sud au nord, en utilisant les chenaux déjà préparés dans le plateau posnanien.

Landes méridionales. — Le dépôt glaciaire ancien, à sa limite méridionale, devient nécessairement moins argileux, et le remaniement que sa surface a pu subir n'empêche pas qu'il ne soit reconnaissable, sous la forme d'une lisière infertile, au terrain de sable et de bruyères. En outre, sa surface est plus inégale, et comme il s'appuie sur les premières collines de la bande médiane de l'Europe, son apparition se traduit par des lignes de hauteurs, les *Grenzrücken* de M. Penck. Cette bande se prononce d'abord en Silésie, dans les *collines de Trebnitz*, qui montent à 311 mètres d'altitude, se poursuit avec 229 mètres de hauteur maximum dans les collines de la *Basse Lusace*, avec leurs bois de conifères; après quoi elle s'élargit aux approches du Weser dans le pays sableux du *Fläming*. Ce dernier vient se souder à la Lande de Lunebourg en remontant tout contre la zone des lacs du Mecklembourg; ce qui était à prévoir, puisqu'au delà va bientôt cesser le terrain erratique supérieur, et que les collines subhercyniennes ont arrêté en ce point la propagation du plus ancien.

1. *Jahrbuch der preussischen geol. Landesanstalt, 1896.*

DIX-HUITIÈME LEÇON

ZONE DES MASSIFS ANCIENS. — RÉGION FRANÇAISE
1° MASSIFS ANCIENS DE LA RÉGION

Aperçu général sur la région française. — Nous arrivons maintenant à la zone formée par les massifs anciens qui, en servant de noyaux à la sédimentation durant les temps secondaires, ont provoqué la construction d'une bande importante de terre ferme en avant du vieux continent septentrional.

La France et l'Espagne appartiennent à peu près tout entières à cette zone; et comme, de ces deux régions, la première est celle dont l'examen est le plus instructif, c'est par elle que nous commencerons.

La région française est à la fois très variée dans sa constitution et très simple dans son dessin général (fig. 132). Un massif central, où domine l'archéen [1], a de très bonne heure offert à la sédimentation un point d'appui solide. Bientôt, sur la moitié de sa périphérie, d'autres massifs se sont dressés à quelque distance, formés de terrains primaires que de violentes compressions avaient serrés les uns contre les autres et façonnés en blocs résistants. A l'abri de ces îles, un véritable bassin a pu se constituer, que des dépôts de caractère sublittoral ont fini par combler, en le laissant, pendant longtemps, communiquer avec le dehors par des détroits. Durant ce comblement, une mer largement ouverte baignait au sud le pied du noyau central et se poursuivait au loin vers l'orient, imposant de ce côté, à la sédimentation marine, un caractère essentiellement

1. Les indications géologiques données sur la région française peuvent être aisément suivies, soit sur la belle *Carte d'assemblage au millionième*, publiée par le service de la carte géologique de France, soit même sur la petite réduction de ce tableau qui accompagne notre *Abrégé de Géologie*.

pélagique. Mais un jour est venu où la surrection des Pyrénées, accompagnée de la formation d'un isthme entre la nouvelle chaîne et le noyau central, a isolé vers l'ouest un golfe, celui de l'Aquitaine. Plus tard les mouvements alpins mettaient fin au régime pélagique de l'est, en dressant sur le bord de la fosse rhodanienne une haute chaîne, quelque temps séparée de l'isthme languedocien par un golfe étroit, que la mer ne tardait pas à abandonner. Sous cet effort, le massif du centre était disloqué par des fractures,

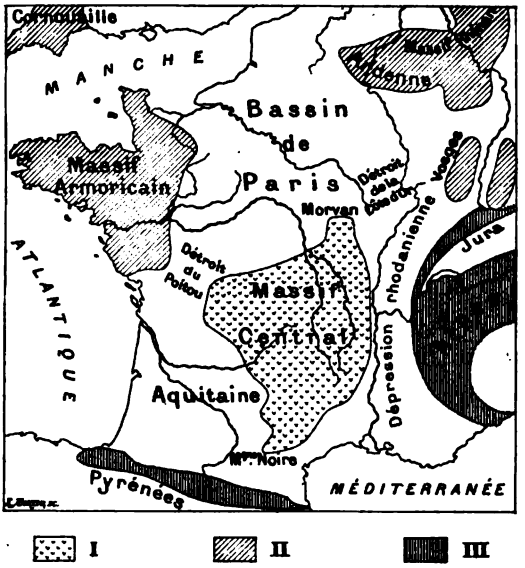

Fig. 132. — Schema de la région française.
I, massif archéen; II, massifs primaires; III, montagnes de plissement.

livrant passage à des épanchements volcaniques, et par là sa surface a pu reconquérir en son milieu un relief qu'une longue érosion lui avait fait perdre. Il est ainsi devenu ce remarquable pôle de divergence, dont les auteurs de l'*Explication de la carte géologique de France* ont si magistralement décrit le rôle, en faisant ressortir son contraste avec l'influence attractive de la cuvette parisienne, vers le centre de laquelle tout converge naturellement, et que la nature a aussi richement dotée qu'elle avait été avare de ses faveurs envers le pôle opposé.

Divisions naturelles de la France. — De cette série de phénomènes découle le partage de la région française en un certain nombre de divisions de premier ordre. La première est le noyau

initial du sol français, justement qualifié de *Plateau Central*, parce que les additions tardives que le volcanisme a jetées sur sa surface n'altèrent pas son caractère fondamental de plate-forme. De figure triangulaire, tournant sa pointe au sud, où il se prolonge, à la rencontre des Pyrénées, par la *Montagne Noire*, ce massif envoie au nord-est un éperon sous la forme du *Morvan*.

Ensuite viennent les *massifs périphériques* du nord, lesquels, énumérés de l'ouest à l'est, sont : l'*Armorique* ou *Bretagne*, avec ses deux prolongements, le *Poitou* au sud, le *Cotentin* au nord; l'*Ardenne*, comprise de manière à embrasser, d'un côté le *Brabant*, de l'autre l'*Eifel*, partie occidentale du *Massif rhénan*; puis, après un abaissement notable du terrain, l'ensemble des *Vosges* et de la *Forêt-Noire*, dont la continuité originelle n'a été rompue que tardivement, par l'effondrement qui a donné naissance à la profonde coupure de l'*Alsace*; enfin, sur le bord du Jura, et participant déjà à son régime, l'îlot archéen ou primaire de la *Serre*, qui surgit entre les Vosges et le Morvan, comme pour attester que la jonction souterraine de ces deux pays s'opère à une faible profondeur, sous les couches jurassiques qui la dissimulent.

L'ordre dans lequel ces massifs viennent d'être énumérés est aussi celui de leur individualisation dans le temps.

L'Armorique, appuyée contre une bande archéenne que l'Atlantique a fortement rongée, est un faisceau de couches primaires disloquées, avec de nombreuses injections granitiques qui apparaissent au jour en traînées. L'Ardenne, également primaire et non moins disloquée, ne laisse nulle part affleurer ni schistes archéens ni roches éruptives de profondeur. Elle est donc, dans sa forme actuelle, plus jeune que l'Armorique. Quant au massif alsacien, si un noyau très ancien est visible en son centre, toute la périphérie est composée de sédiments triasiques à peine dérangés. A l'origine, ces dépôts couvraient, sans doute possible, la totalité du territoire, et c'est la résurrection tardive de l'ancien relief sous-jacent, qui, en dérangeant l'horizontalité primitive de ces couches secondaires, les a soulevées en un dôme, dont le sommet distendu a fini par crever. Enfin, tandis que la forme présente du soulèvement alsacien date des temps oligocènes, mais avec quelques remaniements postérieurs, attestés par la forte inclinaison des couches tertiaires à Rouffach, c'est seulement avec les Alpes miocènes que le petit dôme jurassien de la Serre a dû arriver au jour.

Les massifs précédemment énumérés enferment dans leur enceinte la cuvette régulière et remarquablement symétrique du

Bassin de Paris, laquelle s ouvre : au nord-est, du côté de l'Angleterre, où se trouve le prolongement direct du bord occidental de la cuvette; au sud-ouest, par le *détroit du Poitou*, vers le golfe de l'Aquitaine; à l'est, par le *détroit de la Côte d'Or*, vers le bassin méditerranéen; au nord-nord-est enfin, entre l'Artois et l'Ardenne, par le *détroit du Hainaut*, qui emprunte assez exactement le sillon de l'Oise et de la Sambre.

Ces diverses ouvertures sont parfaitement marquées dans la topographie, et chacune d'elles correspond à l'une des voies naturelles de communication qui relient le centre du bassin aux régions de l'extérieur.

Au sud-ouest du Massif central s'étend la région, si bien limitée au sud par la chaîne des Pyrénées, et dont l'Aquitaine, entendue dans son acception la plus générale, embrasse la majeure partie. Le tout, par sa topographie comme par son histoire géologique, constitue une seule région naturelle, qu'on pourrait appeler la *France sous-pyrénéenne*.

A l'est, entre le bord si rectiligne du Plateau Central, d'une part, et les bourrelets de la chaîne des Alpes et de son prolongement jurassien, d'autre part, se poursuit une grande dépression, occupée par le Rhône jusqu'à Lyon, et ensuite par la Saône. Le territoire de cette dépression, avec ses bords disloqués, forme une autre région naturelle, qui mérite le nom de *sillon rhodanien*, car elle est tout entière tributaire du Rhône. Mais on y peut rattacher aussi le revers sud-est de la Montagne Noire.

Nous passerons successivement en revue ces diverses unités, en commençant par la partie septentrionale, c'est-à-dire le *Bassin de Paris*. Pour cela, nous définirons d'abord les massifs qui en déterminent la périphérie.

Massif central. Caractères généraux. — Le plus important est le massif central, qui occupe à lui seul un cinquième de la superficie de la France.

Pour bien apprécier le caractère de ce massif, il convient de l'aborder par le nord, par exemple du côté de Montluçon. On l'aperçoit de loin, fermant l'horizon par une ligne continue et régulière, qui semble être la crête horizontale d'une falaise, à une altitude voisine de 500 mètres. Quand on a gravi le versant, voyant s'ouvrir sous ses pieds les gorges du Cher et de la Tardes, si différentes de la vallée large et plate qu'on remontait depuis Saint-Amand, on se trouve sur un immense plateau, au sol peu fertile, où la vue s'étend sans limites vers le sud, en même temps

que le terrain se relève dans cette direction par une pente insensible. Cette surface n'est autre qu'une pénéplaine, au fond presque exclusivement archéen, avec quelques bandes carboniférienne et de grandes traînées granitiques, racines profondes de la chaîne des montagnes primitives, aujourd'hui entièrement rabotée.

Nous avons antérieurement[1] dit de quelle façon la pénéplaine centrale était devenue un haut plateau, par suite d'un tardif mouvement de bascule, qui l'avait relevée au sud et à l'est en forçant les rivières à s'y encaisser. Pour constater l'effet de ce mouvement, il suffit de faire abstraction des massifs volcaniques qui, dans l'*Auvergne*, se sont superposés au terrain archéen, et de déterminer l'allure topographique de la surface terminale de ce dernier, soit sur ses parties culminantes si elle est à découvert, soit partout où l'on observe son contact avec les formations éruptives de recouvrement. On s'assure alors que cette surface est peu différente d'un plan, et n'offre de protubérances que là où une roche plus dure, un granite, par exemple, a mieux résisté à l'érosion que le reste. De plus, cette surface monte toujours vers le sud-est, atteignant sa plus grande hauteur dans les *Cévennes*, qui en sont le bord extrême; enfin, de temps à autre, elle est accidentée par des cassures, qui la divisent en voussoirs à très large courbure, dernier écho des poussées alpines. Au contraire, du côté de l'ouest, le pays s'incline très doucement sous le Bas-Limousin et le Périgord.

Partout l'uniformité du terrain lui assigne les mêmes caractères extérieurs. C'est le pays des landes, des bruyères et des bois maigres, semés de blocs sur les affleurements granitiques, et n'offrant de différences que selon l'altitude et l'exposition.

D'autre part, de grandes brèches se sont ouvertes dans le Massif Central. Les vallées de l'Allier et de la Loire y ont été préparées par les effondrements à peu près linéaires qui, à l'époque tertiaire, abritaient les lacs de la *Limagne* et du *Forez*. Chose remarquable : l'emplacement de ces dépressions coïncide avec l'endroit où les plis de la chaîne carboniférienne, tels qu'on peut les reconnaître à l'alignement des traînées granitiques, changent brusquement de direction. Dans le Limousin, ces plis couraient du nord-ouest au sud-est. A partir du méridien du Cantal et même un peu avant, ils sont très nettement déviés au nord-est, vers les Vosges, auxquelles les relie d'ailleurs le petit pointement archéen de la Serre en Franche-Comté.

1. Voir plus haut, pp. 159, 160, 170.

Ainsi, dès l'époque carboniférienne, une dislocation importante obligeait les rides montagneuses à former la pointe d'un V sur l'emplacement des dépressions actuelles. Il y avait donc là une ligne faible du sol français. Cette faiblesse s'est accusée, vers la fin de l'époque houillère, par la formation d'un véritable chenal où, depuis Decize jusqu'à Mauriac (et même jusqu'à Decazeville), les petits bassins houillers se succédaient sans interruption. Plus tard, cette fente a rejoué, et les bassins s'y sont trouvés pincés, renversés même en plis aigus, de sorte qu'ils dessinent aujourd'hui une traînée absolument linéaire. Il n'est donc pas surprenant que, plus tard, les effondrements tertiaires aient choisi de préférence cette direction, comme aussi les manifestations volcaniques se sont plu à en jalonner les bords.

En résumé, une étude méthodique du Plateau Central comporte l'examen successif de la *pénéplaine archéenne*, des *dépressions lacustres* qui s'y sont logées à l'époque tertiaire, enfin des *massifs volcaniques* par lesquels le relief a été fortement modifié après l'assèchement des lacs[1].

Traces de la pénéplaine archéenne. — La pénéplaine, avons-nous dit, s'élève d'une façon continue vers le sud-est, atteignant son point culminant au Mont-Lozère (1702 mètres). Ce dernier est une protubérance granitique, que l'érosion et les failles ont isolée au-dessus des schistes moins durs qui l'encaissaient et dont l'altitude, dans cette région méridionale, se tient entre 1000 et 1200 mètres, montant parfois à 1400. Le Mont-Lozère domine la haute muraille des *Cévennes*, bord abrupt du plateau, se dressant en face de la dépression rhodanienne de façon à donner, de ce côté, l'impression d'une chaîne de montagnes.

Laissons de côté les prolongements méridionaux du Plateau Central, qui appartiennent vraiment à la région méditerranéenne, et à partir du pied des Monts de la Lozère, dirigeons-nous vers l'ouest. Le haut plateau granitique du *Gévaudan*, où un vent sauvage souffle sur d'âpres solitudes, est une portion disloquée de la pénéplaine, à la topographie assez nettement émoussée. Mais l'allure de plate-forme redevient bien nette entre la vallée de la Truyère et l'Aubrac, comme dans le plateau gneissique qui descend de la Margeride à l'Allier. L'Aubrac masque un instant la pénéplaine par ses coulées de laves; mais elle reparaît à l'ouest

1. Cette classification est conforme à celle qui a servi de base à M. Boule pour sa description si complète du *Massif Central*, insérée en 1895 au *Dictionnaire géogr. de la France*.

dans la *Viadène*, pour se développer largement, avec des caractères très uniformes, au sud d'Aurillac, où les micaschistes forment la roche dominante. Là, elle s'enfonce doucement vers l'ouest, passant progressivement de 1000 à 500 mètres.

Ensuite la plate-forme archéenne, surtout composée de gneiss, se reconnaît aisément, dominant le golfe de l'Aquitaine, par une altitude comprise entre 500 et 600 mètres, jusqu'aux approches de Brive, où commence à s'épanouir le grand plateau du *Limousin*.

La première partie de ce plateau appartient à la Corrèze, où une ligne presque droite, dirigée de Reygeade à Chambert par Argentat et Gimel (ligne qui coïncide avec une faille très ancienne), sépare la *Haute-Corrèze*, plateau granitique de 750 mètres en moyenne, de la *Basse-Corrèze*, mi-partie cristalline et mi-partie sédimentaire, se tenant entre 300 et 400 mètres [1].

La Basse-Corrèze débute par une bande schisto-cristalline, où la décomposition des roches micacées et amphiboliques donne un sol relativement fertile. C'est un pays de prairies et de châtaigneraies, dont la partie du nord ou limousine est la plus riche, formant, aux environs d'Uzerche, ce qu'on peut appeler le *bocage corrézien*. Mais la partie du sud, où domine le gneiss, est une *gâtine*.

La lisière extérieure de cette bande correspond au rebord des schistes et phyllades, et les coupures, profondes autant qu'étroites, que les cours d'eau ont entaillées, lui donnent un aspect pittoresque. A l'extérieur de ce ruban, l'affleurement des grès, généralement rouges, des terrains houillers, permien et triasique, avec marnes rougeâtres, engendre un pays de formes adoucies, où les grès les plus durs déterminent seuls quelques protubérances [2].

Au nord de la Corrèze, à sa jonction avec la Creuse et la Haute-Vienne, le plateau archéen est dominé par un large dôme, dont les formes très doucement arrondies trahissent le granite; c'est le *plateau de Millevaches*, où la cime principale, le Mont-Odouze (954 mètres), sert de centre de divergence à la Corrèze, à la Vienne et à la Creuse. Ensuite vient la *Marche limousine*, où des bosses granitiques, qui ont mieux résisté que les schistes cristallins encaissants, s'élèvent encore jusqu'à près de 700 mètres, mais pour faire place, dans le *plateau de Boussac*, à une large bande de micaschistes dont le bord, haut d'environ 300 mètres, forme rempart en avant du Berry, et que la *Combraille* réunit au *Haut-Bourbonnais*, accidenté par des dépôts houillers.

1. Mouret, *Bull. Soc. scient. de la Corrèze*, XVIII. – 2. Mouret, *loc. cit.*

De là, par les tristes plateaux du *Franc Alleud* et de la Sioule, on atteint le massif du *Mont-Dore*, où les formations volcaniques qui caractérisent l'Auvergne ne laissent apparaître l'archéen que sur leurs bords, à une altitude variable de 900 à 1200 mètres. On retrouve la pénéplaine, au-dessous du basalte, sur la haute croupe du *Cézallier*, où l'archéen est à environ 1400 mètres d'altitude; puis en côtoyant le massif du Cantal, on la voit se rattacher par les Monts de la *Margeride* au nœud du Mont-Lozère, par l'intermédiaire des *Monts de Mercoire*, dont le sommet dénudé, le Moure de la Gardille, laisse voir de l'archéen à 1501 mètres.

Régions disloquées du Massif Central. — Sur toute cette étendue (et toujours en faisant abstraction des produits volcaniques superposés), le noyau central garde bien le caractère de plate-forme exhaussée, et les dislocations n'y jouent qu'un rôle subordonné. Au contraire, ce rôle devient prépondérant dès qu'on se rapproche du sillon rectiligne où le Rhône a tracé son lit, tout contre le bord oriental du massif. Il en résulte une division en compartiments, ou plutôt en larges voussoirs, dont quelques-uns ont été portés à une grande hauteur.

Sous cette influence, de hautes et longues croupes, produisant l'effet de chaînes, se détachent de la Lozère pour se diriger en éventail entre le nord-ouest et le nord-est. C'est d'abord la *Margeride*, qui aligne sur une altitude presque constante de 1500 mètres, au-dessus d'un socle à 1200, ses cimes pour la plupart granitiques, allongées et sévères, garnies de forêts et de pâturages. Puis, au-delà de l'Allier qui en suit si régulièrement l'alignement, voici la traînée gneissique du *Velay*, rehaussée il est vrai par une large bande de laves et de cratères, mais où le socle archéen garde une altitude de 1000 à 1200 mètres [1]. Ce socle, qui monte très progressivement de 800 mètres à 1100 mètres depuis la vallée de la Loire, s'abaisse au contraire en une vraie falaise du côté de l'Allier, accusant ainsi l'influence évidente d'une dislocation, et le même fait se reproduit pour la Margeride à l'égard de la Truyère.

En arrivant aux sources de la Dore, la chaîne du Velay se bifurque. Elle envoie, entre la Dore et l'Allier, la croupe des *Monts du Livradois*, qui s'abaisse jusqu'à 500 mètres en vue de la Limagne, tandis qu'à droite, entre la Dore et la Loire, se détache l'arête, presque exclusivement granitique et porphyrique, du *Forez*.

Cette arête, disloquée par des failles d'une grande netteté, élève

1. Voir la restauration que M. Boule a donnée de la plate-forme archéenne dans sa *Description géologique du Velay*.

entre les deux dépressions de la Limagne et du Forez ses sombres crêtes, dépassant par endroits 1600 mètres d'altitude, et d'un aspect qui rappelle par plus d'un trait les pays de hautes montagnes. Ensuite, par les *Bois Noirs* et les *Monts de la Madeleine*, elle vient plonger par moins de 300 mètres sous les plaines du Bourbonnais.

Sur l'autre rive de la Loire, entre ce fleuve et la Saône, recommence une bande montagneuse, dépendance extrême du Plateau Central. Mais ici les formations sédimentaires, en traînées pincées dans les plis de l'archéen, introduisent une beaucoup plus grande variété. En outre, les anciens plis carboniférien, maintenant dirigés au nord-est, s'accusent beaucoup plus nettement, et il s'y superpose une série de dislocations parallèles à la Saône en même temps qu'au Jura méridional.

En effet, dès le trias, le bord oriental du Plateau Central a formé rivage, de sorte que des fragments des schistes archéens se retrouvent, aussi bien dans les dépôts triasiques de l'Ardèche que dans les sédiments du jurassique inférieur de la même région. A l'est s'étendait un synclinal, où la sédimentation se poursuivait régulièrement. Les divers mouvements dont cette contrée a été le siège, notamment à l'époque du soulèvement alpin, se sont traduits, sur le bord du massif archéen, par de nombreuses dislocations. Mais celles-ci, par leur allure comme par la nature des terrains qu'elles affectent, se lient tellement à l'histoire du sillon rhodanien, que nous croyons devoir réserver pour un chapitre ultérieur l'examen des pays entre lesquels se divise la bande disloquée.

Toutefois cette bande subit une remarquable interruption entre Valence et Lyon. Sur toute cette distance, le Massif central s'avance jusqu'au Rhône, dont son bord rectiligne détermine exactement le cours. Ainsi se succèdent, sur la rive droite du fleuve, une série de districts, tous caractérisés par la direction nord-est que l'orographie met en évidence, et qui ne fait que trahir les alignements acquis dès l'époque primaire, tant par les traînées de granite que par les plis de l'archéen et des terrains paléozoïques. Ce sont : 1° la croupe granitique du *Vivarais*, qui offre, tout près du Rhône des hauteurs voisines de 1200 mètres; 2° le massif archéen et granitique du *Pilat*, où le granite atteint 1434 mètres d'altitude, et contre le pied duquel se loge le synclinal qui abrite le bassin houiller de Saint-Étienne, jalonné par le cours du Gier; 3° les *Monts du Lyonnais* (*sensu stricto*), voûte anticlinale d'archéen, qui sépare le pli concave de Saint-Étienne d'un autre synclinal plus restreint, celui de Sainte-Foy-l'Argentière. L'altitude s'y élève à 950 mètres,

avec inclinaison graduelle vers le Rhône suivant le *Plateau lyonnais*, de 275 à 300 mètres d'altitude. A la faveur de l'accident de Sainte-Foy, la Brévenne a réussi à pousser sa tête jusqu'à quelques pas de la Loire, isolant complètement la croupe du Lyonnais des monts de Tarare et du Beaujolais, qui appartiennent au bord disloqué du sillon de la Saône. L'accident qui a déterminé la direction nord-est se trahit jusque sur la clef de voûte, où l'on voit la Coise couler vers la Loire, tandis que, dans son prolongement, l'Yzeron et le Haut-Guron s'écoulent vers le Rhône.

Il nous reste à dire un mot du *Morvan*, ce cap avancé du Plateau Central, séparé du Forez par la plaine bourbonnaise et du Charolais par la dépression, de date très ancienne, que longe le bassin houiller du Creusot. Le fond est d'archéen, traversé de granite et de porphyre ; mais les lambeaux de lias, épars sur sa moitié orientale, disent que le Morvan a dû être en grande partie, sinon totalement, submergé au début des temps jurassiques, et que son isolement actuel est surtout l'effet des dislocations. C'est un district de bois et de pâturages, limité de tous côtés par des failles, et auquel son altitude (le point culminant est à 900 mètres), jointe à la nature du sol, prête un caractère particulièrement agreste. S'avançant en pointe entre les dépressions de la Loire et de la Saône, il offre aux vents humides un obstacle suffisant pour leur arracher plus de 1500 millimètres de pluie annuelle, c'est-à-dire autant qu'en reçoivent les Cévennes et le Mont-Dore.

Anciennes dépressions lacustres. Limagne. — Les anciennes cavités lacustres du Plateau Central forment aujourd'hui deux groupes de dépressions : celui de la *Limagne*, ou de l'Allier, et celui de la *Loire*, qui viennent se réunir dans les plaines du *Bourbonnais*, après avoir été longtemps séparés par l'arête montagneuse du Forez.

Ces deux dépressions font partie de la série des accidents, alignés du nord au sud, dont le Massif Central porte l'empreinte bien marquée, et le fait que leur emplacement coïncide, d'une façon générale, avec le rebroussement des plis carboniériens, donne à penser que l'effondrement d'où ils dérivent n'est que la répercussion d'un accident qui daterait des temps primaires. L'une et l'autre correspondent à de grands lacs, comblés durant l'époque oligocène par des sédiments dus à l'érosion du plateau encaissant, et dont le fond s'est affaissé lors des ruptures qui ont fait naître les volcans de la contrée. Mais ni leur aspect ni leur histoire ne sont identiques, les phénomènes volcaniques ayant agi avec

beaucoup moins d'intensité dans la seconde dépression que dans la première.

La *Limagne* d'Auvergne, largement épanouie au confluent de l'Allier et de la Dore, dominée d'un côté par la chaîne des Puys, de l'autre par le Forez, a été recouverte à maintes reprises par des nappes de cendres et des tufs, ainsi que par des alluvions de provenances très diverses. Aussi ce territoire unit-il à la fertilité de la Beauce le privilège d'une beaucoup plus grande variété de cultures, jointe à un climat plus chaud. Le cadre de cette grande plaine, avec les cônes volcaniques qui se profilent à l'ouest au-dessus de la falaise de granite, est particulièrement pittoresque aux environs de Clermont-Ferrand.

Facilement débités par l'Allier et ses affluents, les sédiments tertiaires du lac de la Limagne ont été affouillés à peu près jusqu'au niveau de base. Néanmoins il y subsiste beaucoup de buttes, dont quelques-unes assez élevées, et qui portent, tout comme les éminences volcaniques du pourtour, le nom de *puys*.

La plaine se rétrécit au sud, et un barrage granitique sépare le bassin de Clermont de celui d'Issoire, isolé lui-même du petit bassin de Brioude par un autre pointement de granite, qu'accompagne le terrain houiller de Brassac. Mais ces apparitions granitiques se bornent au fond de la vallée et n'empêchent pas de suivre sur les versants, sous la forme d'argiles rouges caractéristiques, les traces de la continuité de l'ancien lac. Aussi, quand on retrouve, sous les scories et les basaltes, un bassin analogue autour du Puy, avec de nombreux lambeaux disséminés à droite et à gauche de la Loire, où ils occupent de grandes hauteurs et sont disloqués par des failles, se rend-on bien compte qu'il y avait autrefois une dépression plus étendue. La nappe d'eau y recouvrait en grande partie la pénéplaine centrale, quand celle-ci était sans volcans.

Dépressions de la Loire. Bassin d'Aurillac. Bourbonnais. — Elle pouvait d'ailleurs être partagée par des seuils en bassins plus ou moins indépendants. Dans la vallée de la Loire, un barrage granitique sépare aujourd'hui le *bassin du Puy* du *bassin d'Emblavès*, marqués tous deux par un notable élargissement de la vallée, le fleuve ayant facilement affouillé les marnes et argiles lacustres. Mais l'apparition de ce barrage est en rapport avec des dislocations postérieures au dépôt des couches lacustres, lequel a été commun aux deux bassins.

Par des lambeaux échelonnés entre le Puy et Monistrol, les fragments du lac du Velay se relient aux dépôts de la grande

dépression de la Loire, qu'un seuil divise en deux plaines, celle de Montbrison ou du *Forez* et celle du *Roannais*. D'autre part, les environs d'Aurillac montrent à découvert des portions d'un bassin semblable, aujourd'hui enfoui sous les amoncellements volcaniques du Cantal. De sorte que, considérant la faible distance qui sépare ces bassins tertiaires de celui du Gard, et les mollusques fossiles qu'ils ont en commun avec ce dernier, on est conduit à restituer, par la pensée, au-dessus des Cévennes, une ancienne communication continue entre le bassin parisien et celui du Languedoc. Étrange contraste avec l'état actuel du territoire intermédiaire, si violemment soulevé et disloqué depuis lors!

La plaine du *Bourbonnais* est loin d'avoir la fécondité de celle de la Limagne, qu'elle prolonge au nord. Du reste la composition du terrain y est différente et surtout les éléments volcaniques font défaut. Sur le pays d'entre Loire et l'Allier, les sables argileux, recouvrant les dépôts de l'ancien lac, engendrent un pays infertile, justement qualifié de *Sologne bourbonnaise*.

Massifs volcaniques. Cantal. Cézallier. — Les accumulations que les volcans sont venus jeter en *Auvergne*, au-dessus de la pénéplaine disloquée du massif archéen, se répartissent entre plusieurs centres, distincts par leur âge comme par leurs formes.

Le plus important est le massif du *Cantal*, immense cône démantelé, auquel les eaux courantes et les glaces ont fait perdre au moins 1 000 mètres de sa hauteur primitive, et dont le centre, marqué par le Puy de Griou, est entouré d'une ceinture de *pics* ou *puys*, qu'on prendrait aisément de loin pour des cônes volcaniques de projection. Ce ne sont pourtant que les débris des coulées et des brèches que vomissait tour à tour le cratère central. A travers les matériaux sans grande consistance des brèches de projection, qui dominent dans le massif, l'érosion a depuis lors creusé de profonds ravins divergents, dont quelques-uns, comme la coupure que domine le Puy Violent, produisent une impression saisissante. Mais cette divergence n'en laisse pas moins prédominer, dans l'hydrographie générale, la direction du nord-est au sud-ouest, qui est celle de la Truyère, du haut Alagnon, de la moyenne Dordogne et de la Cère, en amont d'Aurillac, direction d'ailleurs parallèle à celle que les vieux plis carbonifériens affectent sous le méridien du Cantal.

Des flancs du cône cantalien se sont épanchés de vrais déluges de basalte, et ces nappes, venant recouvrir la pénéplaine archéenne, ont engendré en plusieurs points de grands plateaux : celui du *Cézallier*, en dôme très surbaissé entre les deux cônes du Mont

Dore et du Cantal, puis la *plaine de Mauriac*, et enfin la *Planèze* de Saint-Flour. Le contraste est grand entre la fertilité relative de quelques-unes de ces nappes basaltiques, qui portent de nombreuses prairies, et la stérilité des landes archéennes qu'on voit sortir de dessous leurs bords.

Mont Dore, Monts Dômes, Velay, Aubrac. — Le *Mont Dore*, inférieur par sa masse au Cantal, est plus imposant parce qu'il a mieux gardé la forme de cime, grâce à la résistance des masses trachytiques de son noyau, comme celle qui forme le Pic de

Fig. 133. — Le lac Pavin.

Sancy (1885 mètres), point culminant de la France en dehors des Alpes et des Pyrénées. La diversité des roches a permis à l'érosion d'y découper des protubérances parfois très originales, comme la Banne d'Ordanche, les roches Tuilière et Sanadoire, le rocher du Capucin, etc. Des coulées, en barrant certaines vallées, ont engendré des lacs, tels que le lac Chambon, tandis que d'autres cavités lacustres se formaient dans le massif, soit au fond de cratères, comme le charmant lac Pavin (fig. 133), soit par explosion. Le pays y est donc infiniment plus pittoresque et moins sauvage.

Les deux massifs dont nous venons de nous occuper ont été si fortement démantelés que, réduits à leurs noyaux profonds, ils

laissent seulement deviner la place des anciens centres d'éruption. La *Chaîne des Puys* ou des *Monts Dômes*, sensiblement plus jeune, offre au contraire dans toute leur fraîcheur la plupart de ses appareils volcaniques. Le nid de la Poule et le Puy de Pariou en témoignent suffisamment, comme aussi ces coulées ou cheires à surface déchiquetée, hérissée de blocs qu'on croirait figés de la

Fig. 134. — Le rocher Saint-Michel, au Puy.

veille, et qui descendent dans le thalweg de vallées à peine modifiées depuis l'épanchement de ces laves.

Le paysage volcanique ainsi engendré est aussi caractéristique que varié aux environs de Clermont, où l'on voit alterner les cônes de débris, les cratères, les anciens culots comme le Puy de Dôme, les plates-formes de lave comme le plateau de Gergovie, et les rochers de basalte découpés par l'érosion dans les plus anciennes coulées du massif.

Moins nette, mais encore bien reconnaissable à ses cônes, déjà beaucoup plus aplatis, parce qu'ils sont plus anciens, est la chaîne

des *volcans du Velay*, sorte de haute planèze, qui se poursuit sur plus de 50 kilomètres. Cet appareil volcanique engendre aux environs du Puy un paysage très spécial, avec ses colonnades basaltiques et surtout les rochers en forme d'obélisques, si curieusement dressés au milieu de la ville (fig. 134). Ce sont sans doute d'anciennes cheminées remplies par des débris projetés, que l'injection de la lave a cimentés, et que plus tard la dispersion des marnes tertiaires encaissantes a dû laisser en saillie[1].

De l'autre côté de la Loire, le Velay a pour pendant l'ensemble des *Massifs du Mégal et du Mézenc*. Ce groupe de montagnes volcaniques, superposées à un socle archéen de 1000 à 1100 mètres, doit son aspect très particulier à l'abondance d'une lave spéciale, appelée phonolite. Cette lave donne des coulées et aussi des culots isolés, comme celui qui forme la cime du Mézenc (1754 m.), dominant le massif archéen du Vivarais.

Enfin l'*Aubrac* consiste en un épais amoncellement de coulées basaltiques, lancées dans une direction parallèle au Velay, et isolées de tous côtés, sur leur socle archéen, par la Truyère, le Lot et leurs affluents.

Régime hydrographique du Plateau Central. — Cette superposition d'éléments nouveaux a profondément modifié l'aspect de la pénéplaine centrale, en même temps que la surrection de cette dernière obligeait les cours d'eau à y creuser des gorges d'une grande profondeur. Mais les lits des rivières, dont le soulèvement modifiait l'altitude plutôt que le tracé, ont été influencés, par l'addition des massifs volcaniques, à un degré beaucoup moindre qu'on ne pourrait le supposer.

C'est ainsi que le cône du Cantal, avec ses profondes vallées divergentes, entaillées à travers l'énorme masse des brèches volcaniques, fait au premier abord l'impression d'un pôle duquel tout s'écarte. En le rattachant à son voisin le Mont Dore, qui garde le privilège de posséder la plus haute cime du massif central, on serait tenté, dans un examen sommaire, d'en faire le nœud du réseau hydrographique français. Cependant rien n'est moins exact, et l'influence que ces accumulations volcaniques ont exercée sur les cours d'eau est purement locale.

Le vrai nœud du réseau de la France, c'est le pays voisin du Mont Lozère. De là partent l'Ardèche, la Loire, l'Allier, le Tarn, le Lot; c'est-à-dire que les trois grands bassins français, bassin

1. Boule, *Desc. géol. du Velay.*

de Paris, golfe de l'Aquitaine, dépression du Rhône, viennent simultanément puiser à ce réservoir.

A cet égard, un rôle particulier incombe à la plaine granitique de Montbel, située par 1200 mètres juste au nord du massif du Mont Lozère. Un épais tapis d'herbe la recouvre et les eaux y sont à peu près stagnantes. De très légères différences de niveau, de 1 à 2 mètres, déterminent trois directions d'écoulement : l'une au nord de l'Allier ; la seconde à l'est, par le Chassezac et l'Ardèche, vers le Rhône; la troisième au sud, où les eaux s'engouffrent dans les entonnoirs d'une plaque jurassique, et vont ressortir plus loin en sources vauclusiennes pour se diriger vers le Lot[1].

Au fond, à part le tribut peu considérable envoyé à la dépression du Rhône, résultat de la conquête qu'un niveau de base favorable a permise à ce bassin à travers le rebord de la pénéplaine soulevée, l'hydrographie du Plateau Central ne comporte que deux directions d'écoulement : l'une, au nord, de la Loire à la Creuse, vers le bassin de Paris; l'autre, à l'ouest, du Tarn à la Dronne, vers le golfe de l'Aquitaine. C'est le résultat de l'appel qui a toujours eu lieu dans ces deux sens; de sorte que la surrection du plateau n'a eu d'autre résultat que d'allonger les cours d'eau vers l'amont, tandis que l'émersion des bords les allongeait vers l'aval.

Seulement il est à croire que la Vienne (qui trouverait si bien sa continuation dans la Charente), la Creuse et la Gartempe, appartenaient dans l'origine au système est-ouest, et qu'elles ont été capturées au profit de la Loire, soit par la dislocation du détroit poitevin, soit par suite de la flexion qui a déterminé l'irruption de la mer miocène sur la Touraine et le Blaisois.

Il est à remarquer que, si les schistes cristallins et les granites du Plateau Central constituent une formation imperméable, il n'en est pas de même du manteau de laves et de projections volcaniques. Aussi voit-on un grand nombre de sources se faire jour à la base des nappes éruptives de recouvrement[2].

Traces glaciaires. — A l'exception des Monts Dômes, qui ont échappé aux rigueurs de l'extension principale des glaciers, les massifs volcaniques du Plateau Central portent de nombreuses traces de l'action glaciaire. Tantôt ce sont des amas morainiques de boue et de cailloux, comme ceux qui abondent au Cantal; tantôt des traînées de blocs, aujourd'hui isolés de toute gangue, et

1. G. Fabre, *Bull. Soc. géol.* [3], XXI, p. 651. — 2. Observation de M. Boule.

très différents des roches du voisinage immédiat (*cimetières des enragés*); tantôt enfin des formes moutonnées, très sensibles sur les arêtes séparatives de certaines vallées qui débouchent du Mont Dore, et où l'on voit les protubérances granitiques aussi arrondies du côté d'amont qu'elles sont anguleuses et abruptes vers l'aval.

Les traces glaciaires revêtent, comme l'a montré M. Boule[1], une netteté particulière dans certains districts du Cantal. Dans la région de Mauriac, autour de Riom-ès-Montagne, on voit des

Fig. 135. — Buttes glaciaires au hameau de Lamarce (Cantal). Photographie de M. Boule.

milliers de petites buttes, de quelques mètres seulement d'élévation, et de forme elliptique (fig. 135). Ces buttes offrent, d'un même côté, des pentes douces et des surfaces arrondies, tandis que, du côté opposé, la roche a conservé des angles vifs et parfois même y forme des escarpements.

Les noyaux de ces buttes sont des protubérances rocheuses, qui se trouvaient semées en travers de la route sur laquelle les glaciers, issus d'un grand cirque réunissant le Mont-Dore au Cantal par le Cézallier, poussaient leurs moraines vers l'ouest. Certaines croupes de roches dures ont gardé, sur leurs faces moutonnées, couvertes de stries et de cannelures de même direction, la trace incontestable du passage des glaces (fig. 136).

Presque tous les lacs d'Auvergne qui n'ont pas une origine vol-

1. *Annales de Géographie*, 1896, p. 277.

canique se trouvent dans la région où s'observent les formations glaciaires. Les uns sont de simples dépressions au milieu des moraines; d'autres (lacs de Menet, de la Crégut, de Laspialades) seraient, d'après M. Boule, des bassins creusés dans la roche dure.

La forme en berceau des vallées de la Cère et de l'Alagnon montre bien qu'elles ont été façonnées par les glaces. Celles-ci, en rendant les versants plus abrupts, ont fait remonter le point

Fig. 136. — Butte de gneiss granulitique, moutonné et strié par les anciens glaciers, près du village du Peyroux (Cantal). Photographie de M. Boule.

de débouché des affluents, aujourd'hui réduits à se déverser en cascades.

Massif armoricain. Caractères généraux. — Dans son ensemble, l'Armorique est, comme le Plateau Central, une pénéplaine. Mais son niveau est demeuré assez stable pour n'y pas entraîner la formation de gorges profondes, et sa composition beaucoup moins homogène comporte des différences assez notables de dureté, que la topographie générale ne peut manquer de traduire.

Ce qui caractérise essentiellement le grand massif armoricain, c'est sa tendance à se relever vers l'ouest, de manière à présenter ses parties culminantes du côté de l'océan. On voit ainsi que ce doit être une ruine, en grande partie démolie par les flots de l'Atlantique, comme l'attestent d'ailleurs les îlots détachés de l'île d'Yeu, de Noirmoutier, de Belle-Ile, des îles anglo-normandes, etc. Un

second caractère est la tendance marquée des lignes de hauteurs latérales à se rapprocher de plus en plus à l'ouest, comme si elles allaient converger vers quelque point situé au large du Finistère.

Ainsi, quand on part de Brest, on voit se dessiner une bande septentrionale culminante, le *pays de Léon*, sur le bord de laquelle se dressent les *Montagnes d'Arrée*, qui se répercutent parallèlement dans la haute traînée d'Avranches à Mortain. Au pied de cette bande se remarque une dépression bien accusée, que suivent la rivière de l'Aune et le canal de Pontivy. Étroite dans l'ouest, cette dépression s'élargit notablement aux environs de Rennes. Enfin, du côté du sud, elle est bornée par la haute bande de la *Cornouaille* bretonne, précédée par la chaîne des *Montagnes Noires*. Or la direction de ces hauteurs méridionales s'infléchit de plus en plus au sud-est, comme on le voit dans les *Landes de Lanvaux*, et mieux encore à l'extrémité vendéenne du massif, dans les *Hauteurs de Gâtine*. C'est comme un épanouissement progressif du faisceau breton, à mesure qu'on se rapproche du bassin parisien.

Disposition des plis armoricains. — Cette structure a sa raison d'être dans la géologie. Les terrains primaires très variés, dont l'Armorique se compose, après s'être déposés, pour la plupart, dans de larges concavités du massif, ont été un jour refoulés, en plis à peu près parallèles, dans le sillon que limitaient la bande archéenne du sud et les traînées précambriennes ou granitiques du nord. Étranglés entre la Cornouaille et le Léon, les plis ont pu se dilater en éventail du côté de l'est. Tous, et en particulier les longs alignements de granite, accusent les racines d'une ancienne chaîne de montagnes[1], dont la surface rabotée est devenue une pénéplaine. De la sorte, les divers terrains y affleurent en bandes longitudinales étroites, qui donnent à une carte géologique un aspect rubané, et c'est de la dureté plus ou moins grande de ces affleurements que dépendent surtout le relief du sol comme le dessin des rivages.

Ainsi la dépression médiane du Finistère, celle de Carhaix, correspond aux schistes tendres du terrain houiller. La saillie si visible des Montagnes Noires tient à la dureté de la bande de grès compacts qui apparaît dans son axe, et les Monts d'Arrée sont une chaîne granitique. Le granite domine dans les Hauteurs de Gâtine, où son affleurement s'élargit de plus en plus vers le sud, allant

1. Voir plus haut, p. 317.

rejoindre, sous le détroit de Poitiers, les larges traînées de même nature qui courent à travers le Plateau Central. Les surfaces occupées par le grès dit *armoricain* forment des bandes élevées, prédestinées à la stérilité ; et comme les granites, ainsi que certaines variétés de schistes, ne sont pas mieux favorisés au point de vue agricole, il en résulte que la Bretagne est, par excellence, le pays des *landes* alignées.

Là où les schistes sont tendres et se prêtent à la formation des prairies, le pays revêt un tout autre caractère, et les nombreuses haies d'arbres qui limitent les pâtures lui donnent un aspect verdoyant et boisé qui justifie le nom de *Bocage*, applicable surtout aux parties orientales du massif armoricain, c'est-à-dire à la lisière normande et au bord poitevin (*Bocage normand*, *Bocage vendéen*).

Quant aux rivages, la façon dont les bandes de duretés diverses y aboutissent entraîne le développement plus ou moins accentué de la structure des *rias*[1].

Détails divers sur le massif armoricain. — Si, avec M. Barrois[2], on pousse plus loin l'analyse du massif armoricain, on trouvera que la Bretagne proprement dite se compose, en réalité, de deux pénéplaines, adossées l'une à l'autre, ou plutôt séparées l'une de l'autre par un synclinal complexe. Celle du nord plonge plus rapidement vers la mer que celle du sud.

La pénéplaine septentrionale débute, à l'ouest, par le plateau du *Léon*, qui se rattache à l'île d'Ouessant. Elle continue par le *Trégorrois*, où s'observent les racines du plus ancien appareil éruptif de la France, et, par le pays de *Poudouvre*, va se rattacher au *Penthièvre*. Les Montagnes d'Arrée forment le rebord méridional culminant du plateau de Léon, surtout granitique.

La dépression centrale de l'Armorique se divise longitudinalement en trois parties : à l'ouest le *bassin de Châteaulin*, sorte de cuvette allongée, s'ouvrant au sud, et dont le sol entièrement schisteux est propice aux herbages ; au centre, le *plateau de Rohan*, long massif anticlinal qui se poursuit vers Rennes, et où dominent les phyllades ; à l'est, le *bassin de Laval*, synclinal bien marqué, où la variété des couches est grande, et où il y a abondance de calcaires. Les *Montagnes Noires*, avec leurs crêtes de quartzites siluriens, sont le rebord, dominant la dépression de Châteaulin, d'une haute bande qui prolongerait le plateau de Rohan.

Enfin la pénéplaine méridionale comprend à l'ouest la *Cor-*

1. Voir plus haut, p. 271. — 2. *Annales de géographie*, 1897, p. 23.

nouaille, la partie la plus « bretonnante », et, à l'est, le plateau de *Bain de Bretagne*, aux longues traînées alignées de schiste et de grès.

La *Cornouaille* (on écrit souvent *les Cornouailles*) est un plateau de landes, sans autres saillies que celles qui résultent des différences de dureté. Les mêmes différences, se faisant sentir sur les quartzites, les schistes tendres et les phyllades, ont déterminé les diverses échancrures de la baie de Douarnenez et de la rade de Brest.

Un trait remarquable de la topographie armoricaine est le *Sillon de Bretagne*, escarpement rectiligne qui se poursuit, de Nantes au *Pays de Coislin*, avec une direction ouest-nord-ouest. M. Barrois [1] y voit l'effet d'un long filon de quartz, qu'on peut suivre sur 140 kilomètres, et qui aurait arrêté l'effort de l'érosion marine, en permettant le comblement d'un ancien Morbihan, dont la Grande Brière représente un reste.

La Vilaine s'écoulait autrefois dans ce golfe, suivant un parcours encore marqué par les étangs de Théhillac, de Missillac et la vallée du Méan. Mais la rivière aurait été capturée par le progrès du cours d'eau de la Roche-Bernard, d'autant plus facilement que la Loire se décantait dans la Grande Brière et finissait par l'envaser. Aujourd'hui le ruisseau de Brivet y prolonge seul la direction de la Vilaine.

Le bord oriental du massif de l'Armorique est affecté de dislocations qui mettent en relief un certain nombre de districts spéciaux, où domine le grès armoricain, couronné par des bois : la *Charnie*, les *Coëvrons*, où les tufs éruptifs anciens jouent un grand rôle, le *Pail*, le massif d'*Écouves*, et, en avant, formant îlot au milieu du jurassique, la *Forêt de Perseigne*.

Dépressions du massif. Effets de l'érosion. — Un sillon oblique vient rompre l'homogénéité orographique du massif armoricain. C'est la coupure profonde par laquelle la Loire l'entame à partir d'Angers. Pour en comprendre l'existence, il faut savoir reconnaître sur ses bords les traces, aujourd'hui bien morcelées, de diverses invasions marines, dont la plus remarquable, datant de la fin de l'époque miocène, s'est fait sentir jusqu'aux portes de Blois. Par moments, la mer, submergeant toute la dépression de Rennes, a dû faire de la Bretagne une île. La Vilaine, l'Ille et la Rance marquent la place de ce détroit miocène.

1. *Annales Soc. géol. du Nord*, XXIII, p. 194.

De la même façon, la grande échancrure de Carentan, dans le Cotentin, depuis Valognes jusqu'à Isigny, est la trace d'un ancien golfe marin qui, dès l'époque jurassique, pénétrait dans le massif ancien, et que les mers crétacées ou tertiaires ont bien souvent réoccupé depuis lors.

Très longtemps exposée à l'érosion marine, l'Armorique a perdu une grande partie de son étendue primive. Les *îles anglo-normandes*, Jersey, Guernesey, Serck, Aurigny, avec les îles Chausey et le plateau des Minquiers, montrent tout ce que le Cotentin a dû perdre, en même temps que l'examen de la courbe isobathe de 20 mètres donne une idée de ce que pouvait être le contour primitif[1]. Ce qui a préservé ces îles, c'est la dureté plus grande des terrains qui les composent, granites, porphyres, schistes injectés de filons granitiques, comparée à la facile désagrégation des schistes précambriens. De la même façon, les protubérances de granite du Mont Saint-Michel et de Tombelaine se sont conservées au milieu de l'éparpillement des schistes encaissants.

Souvent d'ailleurs, dans le Cotentin, le maintien d'une arête saillante, comme celle d'Avranches à Mortain, tient à ce qu'une injection granitique a durci les schistes sur une certaine épaisseur; de sorte que ceux-ci, devenus compacts, ont formé des murailles protectrices le long du filon de granite, le défendant lui-même contre la transformation en arène.

Régime hydrographique. — En considérant que l'Armorique a longtemps formé le rivage contre lequel s'arrêtaient les mers jurassiques et crétacées, on peut être surpris de n'y trouver aujourd'hui aucun cours d'eau se dirigeant vers l'est. Au contraire, l'Orne d'un côté, la Sarthe de l'autre, l'encadrent en quelque sorte suivant une direction perpendiculaire.

Déjà, pour ce qui concerne la région occidentale, nous venons de donner la raison de cet état de choses, en rappelant le passage assez récent de la mer dans le bassin de Rennes. Pour le reste, il convient d'observer que le massif armoricain ne s'enfonce pas doucement à l'est sous le bassin de Paris. Sa limite orientale, qui court en ligne droite de la Loire aux sources de l'Orne et de la Rille, semble trahir une série de dislocations. D'autre part, un mouvement orogénique assez récent à fait naître, en travers de cette limite, la protubérance des *collines de Normandie*, qui atteint 417 mètres au mont des Écouves, et qui est prolongée jusque

1. Voir plus haut, p. 269.

dans la cuvette parisienne par le bombement du *Perche*. La production de ce dôme, jointe à l'appel déterminé par la coupure de la Loire, a dû entraîner une déviation des cours d'eau qui, dans l'origine, coulaient sans doute parallèlement aux anciens plis armoricains.

Mais la trace de la direction primitive *conséquente* des cours d'eau est restée visible dans plus d'un tronçon : ainsi le cours supérieur de la Mayenne, celui de la Vilaine entre Vitré et Rennes, de ses affluents le Semnon, le Don, l'Isac, surtout des deux rivières. l'Arz et la Claie, qui encadrent la Lande de Lanvaux, et, au nord, les rivières de la Sélune et de la Sée, etc.

Massif ardennais. Caractères généraux. — L'*Ardenne* est un massif composé de schistes, de grès et de calcaires primaires (siluriens, dévoniens et carboniériens) qu'une violente poussée avait refoulés les uns sur les autres, en plis alignés du sud-ouest au nord-est, lors de la surrection de la grande chaîne carboniférienne. Ensuite une longue période continentale, embrassant plus de la moitié des temps secondaires, a amené la disparition totale du relief avec la transformation en pénéplaine, non seulement de l'Ardenne actuelle, mais de son prolongement sous le *Brabant* et la *Flandre*.

Ce prolongement est aujourd'hui bien connu, grâce aux nombreux sondages qui l'ont exploré. Or c'est un fait remarquable que l'allure de sa surface demeure la même, qu'elle soit recouverte directement par les sables tertiaires comme au Brabant, par la craie comme dans la Flandre, par le terrain jurassique comme dans la région du Pas-de-Calais occidental. C'est bien la preuve que la mer n'est pour rien dans cet aplanissement, œuvre des eaux courantes pendant une longue émersion du territoire.

La pénéplaine, qui s'incline doucement au nord-ouest, se relève peu à peu dans la direction opposée et vient présenter à la France un véritable front de falaise, où les parties voisines de la crête atteignent par places tout près de 500 mètres. Aussi, dans cette région, c'est-à-dire dans l'*Ardenne* proprement dite, le massif affecte-t-il l'allure d'un véritable plateau, entaillé par des vallées profondes.

Nous savons[1] que cette allure est de date récente, et résulte d'un lent mouvement de bascule du terrain. Avant l'époque quaternaire, le district était plus bas que le cours d'amont de la Meuse, qui circulait paresseusement à sa surface, et qui a dû s'y enfoncer

1. Voir plus haut, p. 171.

ensuite à mesure que le massif se relevait, encaissant de plus en plus ses méandres originels.

Aujourd'hui le contraste est profond entre le caractère éminemment montagneux des versants de la Meuse, de la Semoy et de leurs affluents, d'une part, et l'absolue monotonie du plateau supérieur, le plus souvent schisteux et fangeux (d'où le nom de *fagnes*), d'autre part. C'est la dureté du terrain qui seule introduit quelques différences dans la topographie de cette pénéplaine surélevée, mettant en évidence, tantôt des bandes de grès dur, comme à Monthermé, tantôt des rubans de calcaire-marbre, comme ceux qui se poursuivent à travers la *Famenne*, et qu'accentuent les nombreuses exploitations par lesquelles les affleurements sont jalonnés.

Divisions du massif. — La transition n'est pas continue entre le *Brabant*, où la pénéplaine abaissée ne porte que des sables tertiaires, et l'*Ardenne*. A la jonction des deux territoires se trouve le sillon rectiligne que dessinent, d'abord la Sambre, puis la Meuse entre Namur et Liège. Ce sillon est de bien ancienne date; car c'est là qu'est venue tomber autrefois la grande bande des dépôts houillers, et plus tard la mer de la craie y a pénétré assez loin par le golfe du *Hainaut*. A peine l'a-t-on dépassé qu'on doit gravir a crête du *Condroz*, dont l'altitude, jointe au changement complet dans la nature du terrain sur la rive droite de la Meuse, accuse une grande fracture. Au delà se déploient les *Fagnes*, qui au nord-est s'élèvent peu à peu vers l'*Eifel*, où l'altitude finit par atteindre 700 mètres; de sorte que la rudesse du climat accentue de plus en plus l'infertilité du sol. Les schistes engendrent par leur décomposition de l'argile, et le défaut de pente sur les hauteurs, joint à l'humidité du climat, détermine en temps de pluie la formation de véritables fondrières.

Golfe du Luxembourg. Plateau rhénan. Palatinat. — Un district de sables et de grès en couches horizontales interrompt, dès le Luxembourg, le massif schisteux ardennais. Il y a là un golfe, peut-être un détroit, où pénétraient largement les mers du trias et du jurassique inférieur, et dont la Moselle a profité pour préparer sa trouée vers le nord [1]. Mais, un peu avant Trèves, apparaît le *massif rhénan*, dont l'Eifel n'est qu'une dépendance et qui est aussi une pénéplaine tardivement relevée.

Le plateau entre Trèves et le Rhin est un des meilleurs exemples

1. Voir, pour cette pénétration, les détails donnés plus haut, p. 170.

de ce genre de formation. La surface, faiblement ondulée, a une allure indépendante de celle des roches constituantes. Les médiocres éminences qui la surmontent, comme l'Idar Wald et le Soon Wald, sont dues à la résistance offerte par des couches de quartzite[1].

Sur le flanc sud-est du massif rhénan s'est logée, parallèlement aux anciens plis hercyniens, la dépression du *Palatinat*, où se sont accumulés, avec les schistes houillers du bassin de la Sarre, des tufs et des roches éruptives diverses. Au delà, le terrain se relève dans la *Hardt*, prolongement septentrional du dôme alsacien, territoire surtout triasique, à partir duquel on s'élève jusqu'aux Vosges.

Massif alsacien. Caractères généraux. — Le massif *alsacien* est, dans son ensemble, un dôme que l'effondrement de la partie centrale a divisé en deux, en faisant naître au milieu la grande plaine où coule le Rhin. Les lèvres de l'énorme cassure dessinent ainsi, par leurs crêtes, des apparences de chaînes culminantes, les *Vosges* d'un côté, la *Forêt Noire* de l'autre. Mais ce ne sont pas des montagnes tectoniques au sens habituel du mot; leurs cimes ne s'alignent pas sur la direction d'un pli, et l'impression qu'elles produisent tient surtout à la profondeur de la tranchée dont elles définissent les bords.

D'autre part, la surrection du dôme a eu pour effet de ramener au jour, en son milieu, un noyau archéen et granitique qui occupait la place à l'époque carboniférienne, et qui, après avoir crevé sa couverture de trias et de jurassique inférieur, en est arrivé à former aujourd'hui les plus hauts sommets de la contrée. Vu de la France, par exemple des environs de Saint-Dié, ce noyau est remarquable par sa forme de longue croupe à peine mamelonnée, absolument exempte de ces contours heurtés qui d'ordinaire abondent dans les montagnes. En outre, quand on gravit cette croupe, on constate que les divers terrains dont elle est composée dessinent des bandes alignées au nord-est, c'est-à-dire obliquement à la ligne de faîte, et dont les plus dures, demeurées en saillie, forment comme autant de petits chaînons dans le même sens.

Ce sont les racines d'une portion de la grande chaîne primaire, qui se dressait en ce point lors des temps carboniférien, et que l'érosion avait déjà transformée en pénéplaine quand la mer triasique est venue la recouvrir. Exhumé aujourd'hui par suite des

1. Voir Davis, *Annales de géographie*, octobre 1895.

efforts qui ont créé le dôme alsacien, ce socle a vu son ancien relief renaître en partie, non en vertu d'un nouveau plissement, mais à cause de la résistance inégale que ses éléments opposaient à l'œuvre des eaux courantes. Les cimes qui ont pu être ainsi isolées, c'est-à-dire les *Ballons*, gardent en général des formes très adoucies. Mais autour d'elles, l'impression dominante est celle de l'aplanissement qui avait fait de ce massif une pénéplaine; impression bien traduite par le mot de *Hautes Chaumes*[1], appliqué à la plaine granitique du sommet des Vosges, comme par celui de *Feldberg* ou *montagne des champs*, désignant le principal sommet de la Forêt Noire.

A ces causes fondamentales est venue s'ajouter, au début du quaternaire, l'action des glaciers, dont les moraines, en barrant certaines vallées, au point d'obliger les rivières à détourner leur cours par des cascades, ont créé des lacs, comme celui de Gérardmer, tandis que, vers la crête, du côté de l'Alsace, la glace contribuait à la formation, ou tout au moins à la conservation, de petits lacs de cirques[2], tels que le Lac Blanc et le Lac Noir.

Vallée du Rhin. Revêtement triasique. — Par sa grande largeur, la vallée du Rhin s'éloigne du type habituel des vallées de fracture. A la vérité, sur ses bords, les preuves abondent des dislocations qui l'ont engendrée, et l'on y voit apparaître de nombreux paquets, tombés entre deux cassures, qui impriment au paysage une grande variété. Mais le large fond de la vallée porte les traces d'invasions marines remontant au milieu de l'ère tertiaire, et après lesquelles il a subi de nouveaux dérangements, en attendant qu'il fût remanié par les glaces et les grands cours d'eau quaternaires. De plus, un massif volcanique, le *Kaiserstuhl*, a surgi en travers de la dépression, apportant au cours du fleuve un obstacle dont l'influence n'est pas encore totalement éteinte.

Sur le versant occidental des Vosges, le manteau triasique s'incline vers l'extérieur, et les bancs caractéristiques du grès rouge vosgien, si propre à former des escarpements ruiniformes, de 1000 mètres d'altitude qu'ils atteignent au Donon, plongent, en dessinant un plan incliné très régulier, dans ce qu'on appelle la région des *Monts Faucilles*. Au pied de cette plate-forme en pente commencent les plaines de la *Lorraine*, où l'érosion a eu beau

1. C'est Élie de Beaumont qui, dans sa mémorable description des Vosges, modèle achevé d'une explication rationnelle des formes du sol, a exprimé cette idée, que les Hautes Chaumes étaient aux Vosges ce que les Hautes Fagnes sont à l'Ardenne. — 2. Voir plus haut, p. 224.

jeu pour disperser et aplanir les sédiments sans consistance du trias supérieur.

Au sud du Donon, là où les grès vosgiens n'atteignent plus la crête, comme auprès de Saales, les derniers efforts de leur affleurement se traduisent par des montagnes au contour géométrique, semblables à des terrassements artificiels, où quelque banc plus dur que les autres forme le couronnement rectiligne de talus très réguliers. Ces éminences contrastent d'une façon remarquable avec les formes arrondies du massif archéen, culminant au *Champ du feu* et dans les *Hautes Chaumes*.

DIX-NEUVIÈME LEÇON

SUITE DE LA ZONE DES MASSIFS ANCIENS
LE BASSIN DE PARIS

Bassin de Paris. Sa préparation historique. — Maintenant que nous connaissons les caractères des massifs périphériques qui définissent le bassin de Paris, il convient de nous occuper du bassin en lui-même.

Pour en bien comprendre la disposition topographique, en amphithéâtre très régulièrement relevé, par gradins étagés, vers l'Ardenne, les Vosges, le Morvan et le Plateau Central, il est nécessaire de se reporter à l'histoire de ce bassin. Le territoire qu'il embrasse résulte en effet du comblement, opéré par les sédiments secondaires et tertiaires, d'une sorte de cuvette, dont le pourtour était défini par les massifs anciens précédemment décrits. Et ce sont ces massifs qui, perdant par érosion de leur substance, ont fourni la matière des dépôts par lesquels la cuvette a pu se remplir peu à peu.

L'histoire du bassin ne commence qu'avec les temps secondaires. Son territoire paraît avoir été émergé à la fin de l'époque carbonifférienne, lorsque s'est dressée, de l'Armorique à la Bohême, la haute chaîne de montagnes dont il a été plus d'une fois parlé. Seulement l'emplacement du bassin semble avoir été, dès cette époque, esquissé par quelque dépression au milieu du massif montagneux, exactement comme nous avons vu que l'aire de sédimentation de la mer du Nord se trouvait indiquée par l'allure des anciens plis du sol anglais.

En effet, les plis armoricains divergent à partir de la pointe du Finistère, ceux du nord, spécialement dans le Cotentin, courant vers l'est, ce qui leur permet de rejoindre souterrainement les plis

de l'Ardenne; tandis que ceux du sud s'infléchissent constamment au sud-est, à travers le Morbihan et la Vendée, pour se raccorder sous le détroit du Poitou avec les anciennes dislocations du Plateau Central. Et comme, dans l'intervalle, il y a certainement en Armorique une zone déprimée, on est autorisé à penser qu'il a pu se produire, lors de la surrection de la chaîne carboniférienne, quelque chose d'analogue à ce qu'on voit souvent en Asie; c'est-à-dire une bifurcation des arêtes montagneuses, se séparant pour encadrer, comme entre deux murailles, un bassin plus ou moins affaissé. Tels le Tien-Chan et le Kouenlun autour du Tarim.

S'il en a été ainsi pour la région française, on conçoit que, même émergée, la portion entourée par les chaînes du sud et celles de l'Ardenne ait pu être une zone faible, destinée à se laisser plus facilement envahir par la mer. Lors donc que le relief carboniférien a été suffisamment aplani, et que l'Océan, longtemps rejeté au sud-est, a pu agrandir son domaine, il a peu à peu repris possession de ce district central; si bien que, dès l'origine des temps jurassiques, les massifs anciens qui l'entourent ne formaient déjà plus qu'un archipel.

Épisodes sédimentaires. — Alors a commencé le comblement de la cuvette parisienne par des dépôts marins, tour à tour argileux et calcaires, plus rarement sableux. L'œuvre était si complète à la fin de la période jurassique, que les détroits du Poitou et de la Côte d'Or avaient fait place à des isthmes, le golfe parisien, très réduit, ne communiquant plus qu'à grand'peine avec le nord. Les temps crétacés ramenèrent une nouvelle submersion, dont le maximum fut acquis avec la mer de la craie. Cette fois encore, les massifs anciens n'étaient plus que des îles. Même la mer empiétait sensiblement sur l'Ardenne, le Morvan et le Cotentin.

Avant l'inauguration des temps tertiaires, le domaine maritime était de nouveau redevenu insignifiant, et la craie exondée devait former une plaine basse sur la plus grande partie de la cuvette, quand sa surface s'affaissa au centre suivant une direction nord-est, exactement parallèle au bord oriental du massif armoricain. Cette large fosse fut envahie par les mers tertiaires; mais celles-ci, venues du nord, ne s'avancèrent jamais, dans l'est au delà de la Champagne, dans le sud plus loin que le milieu de la Beauce. Constamment, du reste, elles étaient en lutte avec le régime continental, et de temps à autre la fosse parisienne se transformait en lagunes, même en lacs d'eau douce.

Influence du lac de Beauce. — Le mieux caractérisé de ces lacs

fut le dernier, le lac dit de la Beauce, qui, à la fin de l'époque oligocène, s'étendait au moins jusqu'au Soissonnais, sans s'avancer à l'ouest beaucoup au delà de Paris, mais se poursuivait largement au sud, en communiquant avec les lacs du Plateau Central. Son niveau différait peu de celui de la mer, qui certainement y fit au début quelques excursions temporaines.

C'est alors que s'est constituée, dans ses traits généraux, l'hydrographie actuelle du bassin de Paris, dont nous avons déjà indiqué les principales particularités[1]. Sur les bords du lac de Beauce, surtout à l'orient et au sud, les assises sédimentaires, relevées à l'extérieur par la flexion du centre, affleuraient en bandes concentriques, comme autant de cuvettes emboîtées, de diamètre décroissant. Des cours d'eau *conséquents*[2], c'est-à-dire convergeant comme le terrain vers le lac, durent traverser ces diverses bandes, recevant au passage de chacune d'elles des affluents *subséquents*, établis sur les affleurements des strates favorables; et ainsi commença à se dessiner la classique *structure en gradins*[3].

Dernières dislocations. — Probablement, à cette époque, le lac trouvait un écoulement à l'ouest, par un cours d'eau sans pente appréciable, décrivant des méandres sur la surface du massif crayeux, autour d'une direction moyenne nord-ouest, qui coïncidait justement avec une ligne de dislocations en profondeur. C'était le précurseur de la Seine. Mais bientôt le lac de Beauce se vida, et son fond, s'inclinant au sud-ouest, fut porté dans la direction opposée à une telle hauteur, que, dans la forêt de Villers-Cotterets, on en trouve des lambeaux à 260 mètres d'altitude. Du même coup, la pénéplaine crayeuse de Normandie se relevait d'environ 150 mètres.

Par suite de ce changement survenu dans le niveau de base, les cours d'eau déjà dessinés, dans le secteur compris entre l'Oise et l'Yonne, furent obligés non seulement d'allonger leurs lits, mais de les faire descendre à travers le massif tertiaire exondé, à mesure que s'accentuait la surrection de ce dernier. De là le morcellement de ce massif, plus ou moins avancé selon l'importance des rivières; de là aussi la netteté avec laquelle le bloc tertiaire se détache en général de ce qui l'entoure.

Enfin, là où s'opérait la convergence des rivières, l'érosion, plus efficace que partout ailleurs, amenait un déblaiement presque

1. Voir plus haut, pp. 200 et suivantes. — 2. Voir plus haut, p. 115. — 3. Voir plus haut, p. 116.

complet, faisant naître la grande plaine parisienne au milieu d'un hémicycle de collines, toutes couronnées par des lambeaux ou des promontoires du plateau presque horizontal de la Beauce.

Le mouvement qui s'était produit ayant accentué la dislocation de la Seine, en même temps qu'il mettait en évidence une série d'accidents parallèles, comme celui du Pays de Bray, l'émissaire du bassin de Paris a approfondi ses méandres le long de cette dislocation, avec d'autant plus de facilité qu'il y rencontrait une craie fissurée; de la sorte, il coule aujourd'hui, presque sans pente, au fond d'une tranchée qui serpente, mais dont les sinuosités ne s'écartent jamais sensiblement de la ligne de faille ou de plissement, visible en plus d'un point entre Vernon et Rouen.

Quant à la partie méridionale du bassin, longtemps elle est restée tributaire du fond de la cuvette. La vallée du Loing, qui continue exactement le sillon de la Loire, dont aucun seuil ne la sépare, semble bien indiquer de quel côté ont dû s'écouler primitivement les eaux venant de l'Auvergne et du Forez; et il est difficile d'attribuer à autre chose qu'à des courants issus du Plateau Central cette nappe des sables de la Sologne, dont les derniers écarts ont atteint et même dépassé la région de Paris. Mais lorsqu'au milieu des temps miocènes la mer a fait irruption dans l'ouest jusqu'aux portes de Blois, sans doute à la faveur de quelque dislocation en rapport avec les prémisses des mouvements alpins, la Loire, attirée par ce sillon, aurait été capturée au profit de l'Atlantique.

Constitution de la topographie du bassin. — La constitution du réseau hydrographique parisien s'est poursuivie depuis l'émersion du terrain de craie. Elle a traversé des cycles très divers, suivant les mouvements du sol survenus durant les temps tertiaires et même quaternaires, chaque phase de stationnement du niveau de base devant déterminer la formation d'une pénéplaine plus ou moins achevée. Ces pénéplaines successives ne peuvent plus aujourd'hui se présenter que par lambeaux, et la mieux reconnaissable est celle qui correspond à l'ancien niveau du lac de la Beauce.

La topographie actuelle se ressent à la fois de la structure en gradins, commandée par la succession des divers affleurements secondaires en auréoles concentriques, et de la composition très hétérogène du massif tertiaire, dont les assises ont fort inégalement résisté à l'érosion. D'autre part, un long intervalle a presque partout séparé le dépôt des sédiments tertiaires de celui du terrain

de craie qu'ils recouvrent. De plus, pendant leur formation, le régime a été aussi variable qu'il avait été constant aux époques précédentes. Il y a donc une grande différence de composition entre le massif tertiaire et les terrains environnants. Aussi l'érosion, profitant de cette différence, l'a-t-elle isolé sur toute la partie septentrionale et orientale de sa circonférence, en le faisant apparaître de ces deux côtés comme une île aux bords escarpés.

Il n'en est pas de même vers l'ouest et surtout le sud-ouest : d'abord parce que les sédiments tertiaires y ont plus souvent *bavé*, en quelque sorte, en laissant des flaques insignifiantes : ensuite parce que le dernier lac s'est vidé vers le sud-ouest, en vertu d'un mouvement qui relevait son fond dans la direction opposée. De la sorte, autant il y avait, au nord-est, de raisons pour que l'érosion s'attaquât au bord du massif tertiaire, autant ce dernier devait être protégé contre la destruction sur son côté occidental.

Aussi se soude-t-il intimement aux pays de l'ouest, si bien que les cartes hypsométriques mettent en évidence, du Poitou à la Brie et du Perche au Nivernais, une large région, d'altitude partout inférieure à 200 mètres, qui constitue, au point de vue de l'uniformité du relief, le territoire le plus homogène de tout le bassin; territoire si peu accidenté, que pour passer des vallées de l'Eure ou du Loing dans celle de la Loire, les chemins de fer ne rencontrent aucune ligne de partage où il soit nécessaire d'ouvrir des tranchées sérieuses. Et pourtant l'on y passe du tertiaire au crétacé et même au jurassique.

Divisions méridionales du massif tertiaire. — C'est aux limites mêmes de l'*Anjou*, dépendance primaire du massif armoricain, qu'il faut prendre l'origine du massif tertiaire. Il y débute, à l'état fragmentaire, par l'infertile *Gâtine de Touraine*. Quelques lambeaux de graviers calcaires coquilliers dits *faluns*, jetés par la mer miocène, y recouvrent des plaques de sables, marnes et calcaires oligocènes.

La couverture oligocène devient plus cohérente dans le *Blaisois*, qui soude la Gâtine à la *Basse Beauce*, et où les calcaires lacustres commencent à bien se développer. Il en est de même sous les plaines assez boisées du *Vendômois*, où, dans la forêt de Marchenoir, vient se superposer à ces dépôts un écart des sables et argiles qui forment le fond de la *Sologne*.

Dans cette dernière région qui, partant de la Sauldre, dépasse un peu la Loire entre Gien et Orléans, l'imperméabilité du sol s'accuse par une interminable succession d'étangs. Les landes

de genêts abondent et les arbres sont rabougris. Boisée dans le principe, puis dénudée et devenue malsaine, la Sologne, grâce à des plantations de pins, est en train de recouvrer son ancien aspect. Le sol n'y est pas tout à fait plat, le terrain n'offrant pas d'assises dures qui aient pu servir de plates-formes.

La Sologne dite *berrichonne* est plus accidentée, et le terrain s'y transforme en une argile avec gros silex, produit de la destruction de la craie qui y existait autrefois.

Après la Forêt d'Orléans, qui appartient encore par ses sédiments à la Sologne, on voit partout apparaître le calcaire lacustre, et cette plate-forme solide donne naissance à la *Haute Beauce*, le pays le mieux aplani et le plus découvert de tout le bassin parisien. La Beauce est trop perméable et trop doucement inclinée vers la Loire pour que des cours d'eau aient pu y creuser des vallées. Aussi n'offre-t-elle à l'œil qu'une surface unie, s'étendant à perte de vue, et presque dépourvue de fermes isolées; car le besoin d'eau oblige les habitants à se grouper autour de puits fortement outillés.

Vers l'ouest, le retour de sables argileux imperméables fait passer de la Beauce au *Gâtinais orléanais*. Le grand nombre des rigoles et l'abondance des arbres impriment un tout autre caractère au paysage, encore accentué par l'apparition d'une nappe calcaire supérieure, qui fait plate-forme au-dessus des talus adoucis du sable argileux.

Pays de la région parisienne. — Le sol de la Haute Beauce se relevant peu à peu vers le nord, il arrive un moment où l'érosion, trouvant son niveau de base dans la Seine et ses affluents, parvient à entamer la plate-forme; et comme, à partir de Pithiviers, celle-ci repose sur des sables marins oligocènes faciles à entraîner, on voit le plateau s'accidenter de ravinements de plus en plus profonds, qui finissent par le découper en nombreux promontoires. D'ailleurs, une fois qu'on a dépassé la latitude d'Étampes, d'autres assises tertiaires, qui ne s'étaient pas étendues plus loin vers le sud, apparaîtront à leur tour sous les sables, à la faveur du relèvement général vers le nord-est. On se trouvera donc bientôt dans le cœur du massif tertiaire, lequel, faisant face à son entourage secondaire par une ligne d'escarpements, va former ce que les géologues appellent l'*Ile de France*, en étendant à tout le massif une qualification qui d'abord ne s'appliquait qu'à une petite partie.

Le *Mantois*, ou pays d'entre Mantes et Houdan, inaugure ce nouveau régime, caractérisé par des collines allongées de sables

oligocènes, que couronne la plate-forme des meulières de la Beauce, tandis qu'à la base des argiles retiennent l'eau de nombreux étangs. A ce pays succède à l'est le *Hurepoix*, où les collines de sable tendent à se souder, en même temps que les vallées entament une plus grande variété d'assises, ce qui fait le charme particulier des paysages des environs de Chevreuse. Près de Corbeil, les intervalles entre les massifs de sable deviennent assez grands pour laisser apparaître de vrais plateaux, appuyés sur une nappe inférieure de meulières, les meulières de la Brie.

Vient ensuite le *Gâtinais français*, ou la région de Montlhéry à Nemours et à Montargis. Les caractères du Hurepoix s'y effacent peu à peu, d'abord devant la prédominance des sables avec blocs de grès, ensuite devant le développement des argiles et poudingues éocènes qui, dans l'est, supportent directement les sables. Mais, sur la rive droite du Loing, on voit se prononcer une traînée de travertins ou calcaires lacustres, marquant la place où s'accomplissait la jonction des lacs du bassin de Paris avec ceux de la Limagne.

Revenons maintenant au Mantois, pour nous diriger vers le nord. En avant de ce pays, en raison du peu de consistance des assises intermédiaires, il n'a pu se former de gradin, au-dessous de la plate-forme des meulières, qu'avec l'apparition au jour du calcaire grossier éocène. C'est ce qui a lieu dans le *Vexin français*, où la surface porte encore quelques buttes boisées de sables oligocènes, devenues linéaires à force de se rétrécir.

A l'est, c'est la nappe lacustre des meulières de la Brie qui est venue offrir la résistance nécessaire à la formation d'un gradin. Ainsi est née la *Brie française*, différente de la Beauce en ce que le fond en est imperméable, comme l'atteste la fréquence des mares. Quant à la *Brie champenoise*, qui fait suite à la précédente, la plate-forme y est surtout appuyée sur un calcaire lacustre spécial, très caverneux, qui n'est développé que dans cette région, et dont les cavités reçoivent et concentrent les eaux. Aussi voit-on ces dernières sortir plus bas en sources remarquables, comme celles de la Dhuys et du Surmelin.

C'est avec la Brie, ou plutôt avec le pays de transition du *Montois*, que la falaise orientale de l'Ile de France commence à se prononcer, pour acquérir une certaine importance près de Sézanne, sur le flanc méridional de la Brie champenoise.

Au delà de la Marne se développe, en pendant de la Brie, le *Tardenois*, où les calcaires et les sables éocènes forment une grande

partie de la surface, assez nettement ondulée, tandis que de frais vallons s'ouvrent à la faveur des sables nummulitiques, qui, dans cette région, commencent à se montrer sous le calcaire grossier. Très déchiqueté à son extrémité orientale, et sensiblement relevé au-dessus des régions voisines, le Tardenois finit par se résoudre à l'est dans le promontoire de l'Ile de France connu sous le nom de *Montagne de Reims*. Des vignobles renommés s'étalent sur les pentes et la craie apparaît au pied de la falaise, qui se dresse à une grande hauteur en face des plaines de la Champagne.

Le *Valois*, ou plateau compris entre la basse vallée de l'Oise et celle de l'Ourcq, doit son individualité à une couche de calcaires lacustres assez compacts, un peu supérieurs au calcaire grossier. La nappe puissante et régulière de ce dernier se laisse entailler par des gorges étroites. De belles forêts marquent l'affleurement des sables compris entre les deux nappes calcaires.

Au nord du Valois, dans le *Soissonnais*, le calcaire grossier est déjà assez haut pour que ce soit lui qui fournisse la plate-forme générale à laquelle l'érosion s'est arrêtée. Mais alors apparaît au-dessous de cette nappe solide l'assise régulière et épaisse des sables meubles, dits nummulitiques, qui ont grandement facilité l'œuvre de l'érosion. Le plateau est donc extrêmement morcelé. L'effort des eaux s'est arrêté à la couche d'argile plastique qui supporte les sables, et constitue un niveau d'eau très régulier. L'abondance des anciens édifices dit assez quelles facilités la nappe du calcaire grossier offrait à l'architecture locale.

Avec le *Laonnois*, l'argile plastique se relève toujours et occupe de plus grandes surfaces, laissant déjà voir la craie par-dessous; en même temps le massif tertiaire se morcelle de plus en plus, abandonnant parfois, en avant de la falaise-limite, des citadelles isolées comme la *Montagne de Laon*. Il en est de même dans le *Noyonnais*, réduit à des îlots découpés, entre lesquels s'étendent les plaines crayeuses, à revêtement d'argile à silex, de la *Haute Picardie*. Enfin le *Beauvaisis* méridional reproduit des circonstances analogues à celles du Soissonnais, avec cette différence que les sables nummulitiques y sont fort amincis.

Dans tous les pays qui viennent d'être énumérés, l'allure des couches est régulière, et les accidents de stratification ne troublent pas l'ordonnance générale. Il en est autrement pour la région qui, des environs de Chantilly, s'étend jusqu'à Beauvais. Là, le Vexin français se termine par un gradin assez abrupt, dominant de très haut une plaine qui monte graduellement et assez vite vers le

nord. C'est le *Pays de Thelle*, finissant brusquement contre l'arête d'une profonde tranchée, qu'on appelle la *vallée de Bray*, et qui s'ouvre entre le Vexin et Beauvais. Cet accident pénètre comme un coin dans le massif tertiaire. Mais il empiète bien davantage sur la région secondaire du pourtour, avec laquelle nous le décrirons. Disons seulement que c'est un dôme de soulèvement très allongé, se résolvant sur son flanc nord-est en une faille rectiligne, et dont la clef a été dispersée par l'érosion; de sorte que le pays représente une boutonnière, par où se laissent voir les couches profondes du bassin [1].

Auréoles crétacées de l'Est. — Comme nous venons de le voir, la variété du paysage est extrême dans le massif tertiaire; d'abord parce que la grande complication des épisodes sédimentaires qui l'ont créé entraîne une extrême variabilité du terrain, à la fois dans le sens horizontal et dans le sens vertical; ensuite parce que l'érosion, gouvernée par un niveau de base déterminé, a agi en chaque point conformément à l'altitude et à la résistance très inégale des assises. De là vient que, sur un aussi petit espace, nous ayons pu rencontrer un aussi grand nombre de *pays* très individualisés.

Il n'en est plus de même sur la périphérie du massif tertiaire, où la structure en gradins s'est développée au milieu d'assises beaucoup plus constantes, ce qui fait que le massif est entouré d'une succession d'*auréoles* assez homogènes. Celles de la région orientale du bassin étant les plus régulières, c'est par elles que nous commencerons.

La première est l'auréole assise sur la craie. On la voit naître, sous le Gâtinais français, dans le *Sénonais*, en avant duquel le *Pays d'Othe* dessine une protubérance caractéristique. Elle continue par la *Champagne pouilleuse*, où la craie, que rien ne recouvre, donne un sol blanc et infertile, mais perméable. L'eau y forme une nappe continue, affleurant sous toutes les vallées, où elle entretient de la tourbe. La Champagne, aux grandes plaines doucement ondulées, se modifie avec le *Rémois*, grâce à l'apparition de témoins de sables tertiaires, demeurés à l'état sporadique au-dessus de la craie, et avec le *Rethélois*, où l'argile à silex commence à apparaître, annonçant ce qui dominera dans le nord.

L'auréole crayeuse finit partout par une petite falaise, qu'on suit aisément de Vitry-le-François jusqu'à Chaumont-Porcien, et au

1. Voir plus haut, p. 132.

pied de laquelle apparaît la *Champagne humide*, au sol de marnes et de sables argileux. Ce ruban de terres basses et bien arrosées comprend la *Rivière d'Aisne*, le *Porcien* et la fertile *Thiérache*, aux gras pâturages. L'intercalation d'une couche dure, qui commence à apparaître dans la Meuse, détermine dans cette auréole la formation d'une falaise nouvelle, mais plus limitée que les autres, celle de l'*Argonne*, aux défilés célèbres dans l'histoire des guerres françaises.

De l'autre côté de la Marne, la bande en question embrasse le *Bocage champenois*, le *Perthois*, le *Vallage* de Wassy, enfin la *Puisaye*, où l'Armançon et les cours d'eau voisins ont façonné une vaste plaine.

Auréoles jurassiques. — Les sédiments meubles de la Champagne humide, en se relevant vers l'est, laissent bientôt apparaître leur substratum, constitué par une plate-forme essentiellement sèche de calcaires jurassiques. Les plateaux de l'*Auxerrois*, du *Barrois*, du *Châtillonnais*, du *Bassigny* représentent cette bande, si différente par le relief, la rareté des cours d'eau, et l'aridité de la surface.

Dans le Barrois, on voit surtout dominer les calcaires en petits bancs, à cassure lithographique. Le Châtillonnais amène au jour des assises plus massives, de couleur blanche; mais c'est surtout avec le Bassigny que se montrent les masses épaisses et compactes des calcaires inférieurs, traversées par des cassures où les eaux s'engouffrent, pour aller reparaître plus loin en sources limpides et puissantes.

Les caractères de l'auréole se modifient dans le nord, où une bande argileuse s'y intercale, donnant lieu à la grande plaine, entrecoupée d'étangs, de la *Woëvre*. Plus loin, une autre zone argileuse se prononce, mais en s'accidentant au sommet d'une couche dure qui, depuis la Meuse jusqu'à Signy-l'Abbaye, dessine à l'extérieur de l'Argonne une remarquable ligne de crêtes boisées, les *Crêtes de Poix*.

Mais à l'extérieur, la plate-forme de calcaires assez compacts se poursuit, depuis le *Duesmois*, par la *Montagne* et le *Plateau de Langres* : puis elle accompagne la rive droite de la Meuse et tourne avec elle vers le nord-ouest, continuant à former, jusqu'auprès de Mézières, un élément bien net de la topographie.

Dernières auréoles orientales. — Les calcaires jurassiques reposent sur une base ordinairement argileuse, qui appartient à l'étage du lias, et engendre une zone de terres fortes, au sol fertile

et au relief adouci. C'est dans l'*Auxois*, sur le revers du Morvan, que cette bande est bien caractérisée. Partout une plate-forme de *calcaire à entroques*, ayant l'air d'une muraille faite de main d'homme, couronne de ses escarpements grisâtres les grands talus constitués par les marnes du lias. En certains points, la plate-forme se réduit à des îlots, qui apparaissent de loin comme les remparts ruinés d'antiques citadelles. Tel est le cas du Mont Auxois, qui porte Alise-Sainte-Reine.

Un moment effacée aux environs de Dijon et de Langres, où elle se montre seulement au fond de quelques vallées, la bande argileuse du lias reparaît en Lorraine, engendrant, jusqu'au delà de Nancy, une zone de relief uniforme, avec de beaux bois et de jolis pâturages. On la retrouve dans le *Pays Messin*. Mais bientôt sa nature change entièrement; le sable s'y introduit, souvent aggloméré en grès, entaillé à Luxembourg par la rivière de l'Alzette en escarpements verticaux; après quoi la bande se coïnce peu à peu vers le nord-ouest contre le massif ardennais.

Pour trouver des auréoles encore plus anciennes, il faut se diriger vers les Vosges. Les plaines de la *Lorraine* sont, en majeure partie, constituées par l'affleurement des formations meubles du trias : savoir, les *marnes irisées*, d'un rouge parfois très vif, portant des prairies, des étangs et des bois; puis un calcaire associé à des marnes, qui engendre une zone de terres labourées, au relief toujours très peu accentué. Enfin une dernière auréole, occupée par de grandes forêts, principalement de sapins, est formée par des *grès bigarrés*, rouges et jaunâtres, étagés à des altitudes croissantes sur le flanc occidental du massif vosgien. Les pentes y deviennent plus raides et on y aperçoit des *déserts de pierres*, produits par les amoncellements, au pied de bancs durs, des blocs détachés par la gelée. C'est à cette formation qu'appartient la plus grande partie du plateau connu sous le nom de *Monts Faucilles*.

Auréoles du sud et de l'ouest. — Pour les raisons que nous avons précédemment indiquées, les auréoles successives sont moins nettes dans le sud et l'ouest du bassin parisien. Ainsi, dans le *Sancerrois*, des dislocations peu anciennes, combinées avec un assez grand développement des conglomérats éocènes à silex, ne permettent pas aux bandes crétacées de s'individualiser nettement avant de disparaître sous la *Sologne*. Mais à l'extérieur, les calcaires jurassiques prennent une notable extension dans les plateaux calcaires du *Donziois* nivernais et surtout dans les grandes plaines monotones, si parcimonieusement arrosées, de la *Cham-*

pagne berrichonne. L'aridité du calcaire y est atténuée par la fréquence des petits lits marneux, ainsi que par des flaques argilo-sableuses de terrains tertiaires. Ces taches augmentent dans le *Bois Chaud* de l'Indre, et bientôt les argiles de la *Brenne* viennent produire une impression identique avec celle de la Sologne. Ensuite les belles masses calcaires du jurassique, toujours recouvertes de dépôts superficiels argilo-sableux, occupent tout le *Poitou* central; mais elles disparaissent dans le *Mirebalais* sous les dépôts sableux du crétacé inférieur, et on n'observe plus, vers l'ouest, que de petites bandes jurassiques, visibles dans le *Loudunois* et le *Thouarsais*.

Dans cette direction, la craie s'est répandue fort loin. C'est elle qui forme le sol de la *Touraine*; mais elle ne se laisse bien voir que dans les vallées, la surface étant jonchée de formations tertiaires avec silex, qui engendrent le *Plateau de Sainte-Maure*, véritable gâtine aux terres blanchâtres et imperméables, et la *Champeigne*, bande étroite entre l'Indre et le Cher; cette dernière contrastant par sa stérilité avec la riche *Varenne*, ruban d'alluvions entre le Cher et la Loire. Le *Véron* de Chinon, entre la Loire et la Vienne, fait reparaître les landes sur les terres à silex de son sommet.

Franchissant la Loire, en face du promontoire crayeux de Saumur, nous trouverons, au delà de la Gâtine de Touraine, les *Vaulx du Loir*, où la *craie tuffeau* a été exploitée au flanc des vallées, par des carrières souterraines aujourd'hui usitées pour l'habitation. Mais cette craie disparaît très vite et de son pied sort une auréole de dépôts du crétacé moyen, le plus souvent sableux avec lits marneux ou argileux, qui engendrent le *Maine* et le *Perche*; le Maine, plus sableux, plus indécis comme topographie, plus abondant en bois de pins; le Perche, où le sol est meilleur, plus accidenté, beaucoup mieux arrosé, les hauteurs demeurant couronnées par des conglomérats tertiaires à silex qui portent surtout des bois résineux. Le Perche contraste, par son relief comme par la richesse de ses herbages, avec la Beauce qui vient s'y souder entre Chartres et Nogent-le-Rotrou. Des dislocations, de plus en plus marquées à mesure qu'on se rapproche des collines de Normandie, donnent un caractère particulier au *Haut-Perche*.

La transgression des dépôts crétacés ne permet aux bandes jurassiques que de courtes apparitions, notamment dans le *Bas-Maine* et la *Charnie*. Mais, au nord, ces bandes reprennent une extension sérieuse, engendrant la *Champagne* ou *Campagne man-*

celle de Conlie, le *Saosnois* de Mamers et la *Campagne d'Alençon*, pays remarquablement fertiles, desquels émerge, comme une île au sol beaucoup plus ingrat, la protubérance primaire de la *Forêt de Perseigne*. Mais c'est au delà du bombement du Merlerault que cette allure est le mieux accusée, dans les plaines unies, sèches et bien découvertes, de la *Campagne de Caen*. La bande jurassique supportant ces plaines est encadrée entre la zone argileuse liasique du *Bessin*, aux beaux pâturages, qui par la *Penesme* de Carentan vient s'appliquer contre le Cotentin, et le large versant, doucement ondulé, du *Pays d'Auge*.

Haute-Normandie. Picardie. — Les herbages renommés du pays d'Auge sont assis sur l'affleurement d'un gradin argileux de jurassique supérieur, qui court jusqu'à l'embouchure de la Seine, et que couronne directement la plate-forme crayeuse de la *Haute-Normandie*. On y arrive par les territoires mixtes du *Lieuvin* et du *Hiémois*, au sol vallonné et riche en pâturages. Mais alors commence une tout autre région, essentiellement agricole, et que caractérise surtout une épaisse nappe de craie à peu près horizontale, à la surface recouverte d'argile à silex et parfois de limon.

Si l'on aborde cette zone par le sud, on la voit commencer au delà du pays boisé du *Thimerais*, où le conglomérat à gros silex masque tout, et dont le *Drouais*, de Dreux, est une dépendance, ainsi que le *Pays d'Ouche* et la *Plaine de Saint-André*. Puis vient la belle *Campagne de Neubourg*, sous laquelle la craie est facilement atteinte, et qui, par le *Roumois*, vient toucher la Haute-Normandie.

La première division naturelle de cette région est le *Pays de Caux*. Bien encadré et drainé à la fois par la mer et par la Seine, ce pays doit sa richesse à la nappe de limon, superposée à l'argile à silex, qui recouvre le fond crayeux.

La surface, très régulière, et assez indépendante du substratum, atteste une pénéplaine, qu'un soulèvement peu ancien a soumise à un travail de dissection en voie d'accomplissement. L'approfondissement des vallées secondaires ayant marché moins vite que l'érosion marine, celle-ci fait reculer peu à peu la côte, tronquant un grand nombre de thalwegs. De plus, les fortes marées de l'embouchure de la Seine ont adouci les anciens méandres de l'estuaire en mangeant les boucles saillantes. Les ravinements qui descendent du plateau portent, à un degré marqué, les caractères de l'adolescence[1]. Au sud-est, le pays de Caux se soude au *Vexin normand*,

1. M. Davis, *Journal of Geology*, 1896.

tandis qu'au nord-est il est brusquement interrompu par le *Pays de Bray*. Mais au delà, une allure semblable se retrouve en *Picardie*, où les inégalités de la couverture d'argile à silex et de limon différencient un certain nombre de districts : par exemple le *Santerre* ou *Sangterre*, au sol fortement coloré, le *Vermandois* de Saint-Quentin, où il n'y a guère d'argile à silex, et qui, formant un faîte entre l'Oise, la Somme, l'Escaut et la Sambre, est plus ondulé que les plateaux voisins; enfin l'*Amiénois*, où le *bief à silex* recommence à jouer un grand rôle.

Pays du nord du bassin. — A partir du voisinage de la Somme, il ne peut plus être question, à proprement parler, de bordure du bassin parisien; car on se trouve sur l'emplacement du passage par lequel le bassin de Paris communiquait, d'une façon presque constante, avec les mers du nord.

La couverture crayeuse s'y poursuit sans discontinuité dans le *Vimeux* de Saint-Valery et le *Ponthieu* d'Abbeville, ce dernier bordé, le long de la mer, par le *Marquenterre* aux anciens cordons littoraux soulevés. Partout ce sont les mêmes caractères : plateaux uniformes légèrement ondulés, ne laissant voir d'arbres qu'autour des fermes, vallons secs aux flancs inégaux, l'un adouci et limoneux, l'autre crayeux et partagé en une multitude de ressauts parallèles ou *rideaux*, par lesquels l'homme a progressivement accentué, pour le besoin de la culture, les inégalités originelles de la pente, enfin rares vallées rectilignes, au fond tourbeux, les principales d'entre elles offrant un remarquable parallélisme avec le Pays de Bray et l'axe de l'Artois.

Les mêmes apparences se retrouvent dans l'*Artois*, accidentées de ridements, au-dessous desquels pointent parfois des terrains anciens, amenés au jour par dislocation. Mais, après la ride de la *Gohelle*, le sol redevient uniforme et tout à fait plat. Ce sont les plaines de la *Flandre*, par où l'on passe à la grande zone des Pays-Bas de l'Europe. De rares monticules éocènes, comme les hauteurs de Cassel, s'y sont conservés en témoignage de l'existence des anciens sédiments tertiaires sur toute la contrée.

C'est surtout dans le *Hainaut* français que se voient les traces du détroit tertiaire, et ce pays établit la transition entre l'Artois et la Flandre, d'un côté, et la *Thiérache*, de l'autre : tandis que le *Cambrésis* prépare la Picardie, dont il diffère surtout parce que le voisinage des marnes inférieures à la craie, et la présence de lits argileux à la base d'un limon très épais, donnent au pays plus de fraîcheur.

Régions disloquées du bassin de Paris. — Si le bassin parisien a été le théâtre d'une sédimentation tranquille, et s'il a échappé, durant sa formation, à l'influence des grands mouvements orogéniques, il n'est pas pour cela exempt de dislocations. Quelques-unes mêmes sont assez importantes pour faire naître des divisions naturelles, qui ne sauraient être rangées dans aucune des auréoles jusqu'ici considérées.

La principale est le *Pays de Bray*. C'est une tranchée en forme de demi-ellipse très allongée, arrêtée au nord-est le long d'un grand axe exactement rectiligne, lequel se dirige au nord-ouest sur près de 75 kilomètres. Bordée par des falaises où la craie blanche se laisse voir sous une maigre verdure, cette tranchée fait apparaître sur son fond, comme à travers une boutonnière, toute une série d'assises soulevées, dont la plus inférieure, qui appartient au terrain jurassique, en vient à former au centre un dôme dyssymétrique, s'élevant à près de 220 mètres d'altitude. Les couches ainsi mises à nu, grâce à l'émiettement progressif de leur couverture crayeuse crevassée, sont tout à fait propres, par leur nature, au développement des herbages. Aussi le Bray forme-t-il une véritable oasis de verdure au milieu des champs labourés de la Normandie et de la Picardie.

L'accident qui a produit ce changement s'est fait sentir depuis Dieppe jusqu'aux approches de Meaux. Tandis que la Béthune, d'un côté, le Thérain avant Beauvais, de l'autre, se sont installés le long même de la faille qui limite le pays au nord-est, d'anciens cours d'eau conséquents, tels que l'Epte et l'Andelle, originaires sans doute des débuts du soulèvement, qui les dirigeait à l'extérieur, vers la Seine, ont réussi à garder leur direction, approfondissant toujours leurs lits à travers les falaises crayeuses en voie de surrection.

Du même ordre que le pays de Bray, et résultant d'un phénomène semblable, est le *Bas-Boulonnais*. C'est l'extrémité d'un accident elliptique qui se prolonge en Angleterre par le *Weald*. Un bourrelet triangulaire continu d'assises crayeuses relevées entoure aussi une oasis où apparaissent les sédiments crétacés et jurassiques. Mais, en un point, sur les bords d'un vallon insignifiant, se montrent des roches de marbre, rappelant en petit les paysages de l'Ardenne. C'est qu'en effet la queue du massif ancien du Brabant se prolonge jusqu'en ce point, laissant voir, sous les couches jurassiques à peine dérangées de l'horizontalité, le fond primaire disloqué, à surface réduite en pénéplaine, sur lequel ces couches étaient venues se plaquer après une longue période continentale.

Le lambeau ancien du *Boulonnais* est particulièrement instructif en ce qu'il fait voir en pleine lumière ce qu'enseignait déjà l'allure souterraine de la surface du terrain houiller dans le Pas-de-Calais; à savoir que, au moins depuis le détroit, les plis primaires, bien accusés par une succession de bandes parallèles de calcaires-marbres, de schistes et de grès, sont dirigés au nord-ouest.

Les exploitations houillères montrent que cette allure se poursuit jusqu'auprès de Valenciennes, où une inflexion assez brusque ramène les plis à l'est-nord-est. C'est le même changement que nous avons constaté dans le Plateau Central, vers le méridien du Plomb du Cantal. Or en joignant ces deux points de rebroussement, on obtient une ligne qui diffère très peu de l'axe de la fosse tertiaire du bassin parisien; comme si cette dernière résultait seulement de la réouverture d'une dislocation de date très ancienne, et en même temps très étendue du nord au sud.

Un autre massif disloqué est celui des *Collines de Normandie*, où les couches secondaires se montrent quelque peu dérangées au voisinage du cap culminant que le massif primaire du *Bocage normand* envoie à l'est, sous la forme de la hauteur d'Écouves. Puis c'est le Maine, qui laisse apparaître, dans le *Belinois*, une boutonnière où les assises marneuses du jurassique affleurent, formant le centre d'une dépression ovale, encadrée de tous côtés par les sables crétacés. Le contraste s'accuse par la disparition brusque des bois, qui font place à des herbages.

Maintenant il nous faut gagner le *Morvan*, pour constater l'état de dislocation des terrains secondaires, à travers lesquels ce môle primaire surgit aujourd'hui. On le voit surtout dans les *vallées de Montenoison* et dans le *Bazois*, pays jurassiques, hachés de failles compliquées, et au milieu desquels paraît une bande de porphyres.

Particularités hydrographiques. — Les péripéties qui ont marqué la formation du sol, dans le bassin de Paris, n'ont pas pu se poursuivre sans que, même dans le secteur le plus régulier de l'entonnoir, celui de l'orient, le réseau hydrographique primitif vînt à subir plus d'une modification, résultant de l'avance que pouvait prendre, à un moment donné, tel ou tel cours d'eau. Nous en avons antérieurement donné des exemples[1]. Contentons-nous ici d'ajouter quelques détails sur la situation particulière faite à la Meuse par suite de ces conflits. Cette situation a été bien mise en évidence par un travail de M. Davis[2].

1. Voir plus haut, pp. 204 à 210. — 2. *Annales de géographie*, octobre 1895.

Quiconque examine une carte du bassin de Paris ne peut manquer d'être frappé, en voyant combien la haute Meuse est en quelque sorte serrée, depuis sa source jusqu'à sa sortie de France, entre la Moselle et les affluents de la Seine, qui ne lui laissent arriver, avant la Chiers, aucun cours d'eau sérieux. Un moment même, à Toul, la Moselle s'en approche jusqu'à la toucher presque et, du côté opposé, 18 kilomètres seulement séparent la Meuse de l'Aire, affluent de l'Aisne. Enfin, de Commercy au delà de Verdun, le fleuve coule dans une vallée disproportionnée avec son débit actuel, et d'une pente si faible qu'il n'a dû s'en accommoder autrefois qu'à la faveur d'un volume d'eau plus considérable.

Il n'en faut pas davantage pour faire comprendre que la Meuse doit être un cours d'eau *appauvri* par la perte d'un certain nombre de ses tributaires. Déjà nous avons montré[1] comment la Moselle lui avait été enlevée entre Pagny et Toul. M. Davis a fait voir aussi que l'Aire était autrefois tributaire de la Meuse, avec laquelle elle se relie topographiquement, d'une façon très nette, par le sillon rectiligne où coulent, d'une part l'Agron et le Briquenay, affluents de l'Aire et représentant la partie de son cours devenue *obséquente*[2], d'autre part la rivière de la Bar, tout à fait remarquable par l'insignifiance actuelle de son débit, comparée à la largeur de sa vallée, et aux sinuosités de son cours indécis.

L'infériorité dont la Meuse a fait preuve, dans sa lutte contre les cours d'eau voisins, tient à ce que son lit, pendant longtemps assis sur les argiles du jurassique moyen, n'a pu s'approfondir, de telle sorte qu'il s'est trouvé encadré entre des rivières qui coulaient à un niveau sensiblement plus bas, et avaient par conséquent toutes chances de faire reculer à leur profit les lignes de partage. Ainsi l'Aisne, au confluent de l'Aire, n'était qu'à 113 mètres d'altitude, tandis que la Meuse, à l'endroit où elle reçoit la Bar, est encore à 153.

La direction nord-nord-ouest, que suivent les affluents orientaux de la Seine, n'est donc pas seulement un effet de l'alignement des bandes concentriques du bassin : il y a eu certainement capture, au profit du fleuve parisien, de cours d'eau primitivement destinés à la Meuse.

1. Voir plus haut, p. 207. — 2. Voir plus haut, p. 118.

VINGTIÈME LEÇON

SUITE DE LA ZONE DES MASSIFS ANCIENS

I

LE SILLON RHODANIEN

Définition du sillon rhodanien. — Le *sillon rhodanien* est une dépression parfaitement rectiligne, qui se poursuit du sud au nord, depuis l'embouchure du Rhône jusqu'au delà de Dijon, sur 500 kilomètres, avec une largeur moyenne peu variable, au plus d'une soixantaine de kilomètres. Mais, d'une part, cette largeur s'accroît si l'on y comprend, comme nous le ferons, la bande de massifs disloqués qui longe le Plateau Central et le Morvan; et d'autre part nous rattacherons à la description de cette région, d'un côté la Provence entière jusqu'aux Alpes maritimes, du côté opposé le revers des Cévennes, jusqu'à la rencontre de la bande sous-pyrénéenne, c'est-à-dire jusqu'à l'Hérault.

Si le bord occidental de ce sillon a toujours été bien défini, grâce au Massif Central, sa limite orientale, au contraire, n'est dessinée que depuis la surrection des Alpes et du Jura. Dès lors on peut se demander comment il se fait que l'effort orogénique se soit arrêté à cette dépression, au lieu d'accumuler des bourrelets plissés contre le bord rectiligne de l'ancien massif. Mais, d'abord, les dépôts lacustres de la partie septentrionale du sillon nous apprennent que dès l'époque éocène, ou du moins oligocène, un notable affaissement s'y était produit, trahissant une ligne faible le long de la limite qui joint le Plateau Central aux Vosges. Ensuite, on constate que le socle archéen n'est jamais à une grande distance au-dessous des sédiments secondaires qui garnissent le fond de la dépression.

Cela donne à penser que, par la rigidité de son substratum, la région était mal prédisposée au plissement. Aussi s'est-elle affaissée en bloc, tandis que son bord occidental se divisait par des cassures en paquets parallèles. Pendant ce temps, les plissements alpins se localisaient dans l'ancienne fosse synclinale située plus à l'est, où les dépôts jurassiques, avec ceux du crétacé inférieur, s'étaient accumulés à leur aise sous un facies moins littoral.

La région ainsi considérée peut être divisée en quatre parties : la dépression de la Saône, le sillon du Rhône en aval de Lyon, la Provence et le revers des Cévennes.

Dépression de la Saône. — La dépression de la Saône est bien marquée par le contraste que la vallée de cette rivière, en amont d'Auxonne, offre avec les hauteurs de la Côte d'Or et avec l'imposant rempart du Plateau de Langres.

Ce plateau, sorte de pont jeté entre les Vosges et le Morvan, est un véritable dôme, où les dépôts du lias, base des calcaires jurassiques, sont portés plus haut que partout ailleurs dans le voisinage. La plate-forme des calcaires du jurassique inférieur s'y élève en un point jusqu'à 516 mètres d'altitude. Cette allure s'explique, si l'on remarque que de temps en temps, à peu de distance au-dessous, affleure dans les ravins un fond archéen qui réduit le trias à une minime épaisseur. Le pont morvano-vosgien était donc préparé par une très ancienne ride.

Mais si le dôme jurassique s'abaisse régulièrement vers le bassin de Paris, il n'en est pas ainsi du côté opposé. Une série de dislocations affecte et quelquefois supprime les étages inférieurs du jurassique, tombé par paquets au pied de la falaise de Langres.

Le principal accident qui détermine la séparation entre le régime vosgien et celui de la dépression de la Saône est une cassure sinueuse qu'on peut suivre de Faverney à Grancey. Cette cassure n'est pas unique et ses divers éléments composent un véritable craquelé. A l'origine son cours déterminait vraisemblablement la ligne de partage entre la Saône et les bassins voisins. Mais la rapidité de la pente donnait au versant méridional un très grand avantage. Aussi la limite de ce bassin a-t-elle peu à peu reculé vers le nord; et aujourd'hui la source de la Saône est bien au delà de la grande faille[1]. Des dépôts tertiaires lacustres, échelonnés entre Vesoul et Dijon, enseignent que l'affaissement de la région est d'ancienne date.

1. Collot, *Formation du relief de la Côte d'Or* (*Mém. Acad. de Dijon*, 1894).

Bresse, Dombes. — La Saône n'occupe donc pas une vallée ordinaire, mais une dépression tectonique, recouverte par les eaux douces à bien des reprises, surtout à la fin des temps tertiaires, où, à la suite d'un effondrement plus marqué, le grand lac de la *Bresse* la remplissait tout entière, sur une largeur de 60 kilomètres. De là vient la pente absolument négligeable de la rivière, pente qui ne dépasse pas 1 pour 25 000 aux environs de Mâcon.

L'ancien fond de lac a d'ailleurs subi bien des vicissitudes. Asséché à la fin de l'époque oligocène, de nouveau recouvert lors du pliocène, puis encore une fois à sec, il voyait la Saône y établir son lit à 10 mètres en contre-bas[1]. Mais bientôt les grands glaciers, débouchant dans la dépression sur l'emplacement de la *Dombes*, y formaient un barrage qui obligeait les eaux à remonter. Le mouvement des glaces s'étant produit par saccades avec retours offensifs, il y a eu des variations de niveau, attestées par plusieurs terrasses de cailloux dont les principales se présentent à 230, 250, 280 et 300 mètres d'altitude, et qui forment un escalier descendant du sud au nord. De là vient la physionomie particulière de la Dombes, qui s'élève au sud jusqu'à 300 mètres d'altitude et est parsemée de dépôts d'origine glaciaire, avec une foule de petites dépressions marécageuses, tandis que la véritable Bresse, à 210 ou 220 mètres d'altitude, se trouve découpée par un réseau compliqué de vallons en une infinité de mamelons, en partie semés de bouquets de bois. Le limon y recouvre un fond d'alluvions anciennes, reposant sur les marnes lacustres du pliocène.

Bordure disloquée du sillon. — A l'est, la dépression bressane confine immédiatement au massif plissé du Jura. Mais à l'ouest elle est bordée par une série de cassures parallèles, divisant en paquets le jurassique des montagnes de la *Côte d'Or*, et introduisant, dans leur versant oriental, des différences de composition qui influent, avec l'exposition, sur leurs qualités vinicoles. Le désordre résultant de ces dislocations se révèle bien dans la topographie compliquée des hauteurs qui dominent Dijon, et où certaines failles s'accusent au premier coup d'œil par les barres calcaires qu'elles font surgir inopinément.

Le *Mâconnais*, qui fait suite à la Côte d'Or, demande à n'être pas séparé du *Charolais*, pourtant situé beaucoup plus loin vers l'ouest, parce que tous deux représentent (fig. 137) les reins d'un grand voussoir, dépendance latérale du Plateau Central, qui s'est

1. Delafond et Depéret, *La Bresse* (*Études des gîtes minéraux en France*, 1893).

courbé au milieu en s'affaissant, pendant que ses bords se cassaient et se relevaient. La partie médiane, faite de granite et d'archéen, atteint 594 mètres d'altitude, et c'est dans l'axe même de ce dôme que la Grosne prend sa source.

Le versant ouest, qui tourne son abrupt à l'orient, le long de la cassure, constitue la *Côte charolaise*, laquelle s'incline en pente douce vers la Loire, et où un fond fertile d'argiles liasiques a été recouvert par les alluvions pliocènes du *Roannais*. Le *Brionnais*, aux riches herbages, en est un écart, enfermé entre la Loire, l'Arnonce et le Sornin.

Le *Mâconnais* est le versant oriental de la voûte effondrée. En grande partie calcaire, il est divisé par des cassures parallèles en bandes, qui font que la même succession d'assises se répète plusieurs fois entre la Grosne et la Saône. Les paquets, ayant bas-

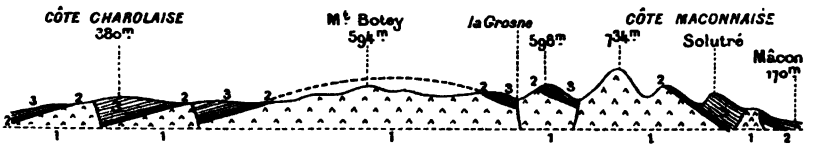

Fig. 137. — Coupe à travers le Charolais et le Mâconnais (d'après M. Michel-Lévy). 1, archéen; 2, trias; 3, terrain jurassique.

culé vers l'est, présentent leur abrupt à l'ouest, et c'est ainsi qu'à Solutré les calcaires durs surplombent en falaises les pentes de marnes liasiques. La distribution longitudinale des accidents est le trait dominant de la topographie; mais les rivières ont parfois ouvert de petites cluses à travers les crêtes parallèles.

La *Côte chalonnaise* est le prolongement septentrional du Mâconnais. Sa partie la plus haute, la Montagne, est la suite de l'arête archéenne du Charolais, et le jurassique très disloqué s'y appuie à l'est, engendrant un riche vignoble que dominent les calcaires.

Au sud du Mâconnais apparaît le *Beaujolais*. C'est un ancien anticlinal, qui, loin de s'abaisser, a été relevé par la poussée alpine, de sorte qu'il a conservé toute sa valeur orographique, son point culminant étant à 1012 mètres. Débutant près de la Saône par une bande granitique où la vigne vient bien, il continue par de hautes croupes boisées à l'aspect sévère, pour s'abaisser vers la Loire par le plateau du *Roannais*, suite du Charolais dont il a l'aspect. Une caractéristique du Beaujolais est que les anciens plis primaires y sont recoupés par de nombreuses cassures transversales, de sorte

que la direction au nord-est se trouve bien moins nettement accusée que dans le *Lyonnais*.

Le *Mont d'Or lyonnais* est un lambeau de jurassique inférieur et de trias, qui est resté collé au pied du massif central immédiatement en amont de Lyon, et que la dureté des roches a préservé de la destruction. Recoupé par plusieurs cassures, qui le divisent en paquets d'inclinaisons diverses, il laisse constamment voir son substratum archéen, donnant ainsi l'idée du régime qui doit prévaloir sous la dépression bressane tout entière.

Plaines lyonnaises. — De Lyon jusqu'à Valence, le sillon rhodanien est étroitement collé à la bordure du massif central, de telle sorte qu'il ne se déploie que sur la rive gauche du fleuve. Là, un grand espace, entre Lyon et Voiron, est occupé par des sédiments tertiaires, les uns miocènes, les autres pliocènes, que recouvrent des alluvions anciennes et des produits glaciaires. Ainsi naissent les *Plaines lyonnaises*, où les cailloutis glaciaires, en gradins échelonnés, forment au bord du Rhône des berges très prononcées, dites *balmes viennoises*; ensuite, au nord de Voiron, les *Terres froides* du Dauphiné, sorte de Dombes à forêts et prairies, où les collines sont de poudingues tertiaires.

Du reste, le façonnement de ce pays est loin d'être l'œuvre exclusive des glaciers. A l'époque crétacée, la dépression rhodanienne était occupée par un bras de mer assez étroit, relié à la Méditerranée, et bientôt transformé en un golfe qui, aux temps éocènes, fit place à des lagunes. Mais plus tard le régime marin en reprit possession. C'est précisément par le *Valentinois* et le *Viennois* que la mer miocène pénétrait en Suisse; et quand plus tard ce passage se trouva barré par la surrection alpine, du moins la mer pliocène réussit à s'avancer, en un golfe très étroit, jusqu'à Loire, aux portes de Lyon. Des nappes de cailloutis du tertiaire supérieur se sont étendues sur le pays, formant le *plateau de Chambaran*.

Les terres basses de la rive gauche du Rhône trouvent leur suite, en face d'Annonay, dans la plantureuse *Valloire*, aux terres franches et fertiles. Au delà de ce pays, dans le *Valentinois*, se déploie une suite de coteaux tertiaires, dont aucun ne dépasse l'altitude de 550 mètres et que domine à l'est, de 700 à 1000 mètres, le brusque relief subalpin du *Royans* et du *Vercors*.

A l'est des plaines lyonnaises se montre, entre la Verpillière et Morestel, une intéressante région de plateaux calcaires jurassiques, en couches sensiblement horizontales. Ce plateau, que son isole-

ment entre le Rhône et l'Ain a fait nommer l'*Ile Crémieu*, bute sans transition contre la région jurassienne plissée de Belley, et c'est juste à la limite commune que le Rhône s'est tracé, vers le nord-est, un cours qui l'amène à toucher la Dombes après avoir reçu l'Ain. Évidemment une cause spéciale a empêché cette plaque calcaire de se dresser en bourrelets, et quand on voit, devant la Verpillière, un lambeau granitique surgir à l'angle même du plateau, il semble permis d'en conclure que c'est la proximité du fond archéen rigide qui a gêné la propagation des plissements.

Coirons. — A Valence, le sillon rhodanien se rétrécit, serré à l'est par les massifs montagneux du Dauphiné. En face, sur la rive droite du Rhône, se dresse, atteignant 800 mètres d'altitude, la longue croupe *des Coirons*, directement reliée, par un éperon du massif central, à la partie inhospitalière de la pénéplaine archéenne qui porte la cime phonolitique du Gerbier de Joncs.

Une série de lambeaux de basalte, semés sur cette pénéplaine, représentent les restes d'une traînée, qui avait réussi à franchir les limites du massif central et s'était avancée jusqu'au Rhône, pour s'étaler, en premier lieu sur le ruban jurassique du *Vivarais*, mais principalement sur les calcaires du crétacé inférieur. Cette nappe de lave des Coirons, qui a 15 kilomètres de longueur, pour une largeur moyenne de 5 à 6, a été capricieusement découpée par l'érosion et se projette de tous côtés en langues étroites. Les bords de ces langues se dessinent comme des remparts d'une architecture fantastique (Palais du Roi), où sont creusées à leur pied de nombreuses grottes (Balmes de Montbrul).

A partir des Coirons, la dépression s'élargit. Les Cévennes s'écartent au sud-ouest, les Alpes au sud-est, et du Dauphiné, par le *Comtat*, on arrive en *Provence*.

Provence. Régime général. — Deux accidents doivent attirer l'attention, d'abord par leur direction bien tranchée de l'ouest à l'est; ensuite par la façon brusque dont ils mettent fin au régime orographique compliqué du Dauphiné, faisant face par une sorte de falaise au relief beaucoup plus adouci de la Provence. Ce sont l'arête dénudée et blanchâtre du *Mont Ventoux*, longue de 20 kilomètres, et la ride de la *Montagne de Lure*, qui lui fait suite. Le relief de ces deux chaînons, par sa fraîcheur, atteste qu'ils ne sont pas d'ancienne date; et de fait, on y observe des dislocations postérieures au dépôt de la mollasse miocène; mais elles sont entremêlées d'accidents antérieurs, qui expliquent pourquoi la direction générale est si différente de celle des Alpes.

La Montagne de Lure mérite une mention spéciale, parce que c'est elle qui établit vraiment la séparation entre la topographie confuse du Dauphiné et celle de la Provence. Là, dit M. Kilian[1], « le régime des vallées et des montagnes tourmentées de la Drôme fait brusquement place à un plateau, et c'est petit à petit qu'on passe des pâturages arides et élevés de Lure, parfumés de thym et de lavande, aux coteaux fertiles et aux campagnes riantes de la Provence ».

L'aspect agréable de ce dernier pays, et la faiblesse de son relief relativement aux chaînes alpines du voisinage, sembleraient, au premier abord, devoir faire présager une allure tranquille du sous-sol. Il n'en est rien, et le seul examen d'une carte géologique, par la grande complication des contours, révèle une structure remarquablement disloquée.

Du reste, une analyse plus attentive de la topographie suffirait à le laisser deviner. Comme l'a remarqué M. Marcel Bertrand[2], les brusques variations du relief, la fréquence des hautes murailles calcaires, comme celles qui se dessinent dans les chaînes de *Sainte-Victoire*, de la *Sainte-Baume*, des *Alpilles*, du *Leberon* ou *Luberon* et le *Faron* de Toulon, le réel désordre des crêtes déchiquetées, trahissent un pays de plissements énergiques, dont le temps n'a pas complètement effacé la trace.

C'est du reste un tout autre régime que celui des Alpes. Au lieu de longues lignes orientées, les accidents les mieux marqués ne se suivent que sur quelques kilomètres, et les crêtes qui semblaient le plus nettement alignées vont se perdre, à courte distance, dans un réseau complexe de collines sans orientation apparente. On croirait voir une série de morceaux de chaînes, juxtaposés et mal rejoints[3].

En effet, ce qui caractérise la Provence, c'est que, longtemps avant la surrection des Alpes, elle a subi de notables efforts orogéniques, qui l'ont dressée en bourrelets le long d'un massif ancien, archéen et porphyrique, celui des *Maures* et de l'*Esterel*. Ce massif, aux contours arrondis et pleins de douceur, avec sa couverture de forêts d'arbres verts, et les injections de porphyre rouge qui rendent son extrémité orientale si pittoresque, est le dernier débris d'une terre, aujourd'hui en majeure partie engloutie sous les flots de la Méditerranée. Les plis que sa résistance a fait naître sont tranchés à l'ouest par le rivage actuel, produisant les remarquables

1. *Descript. géol. de la montagne de Lure*, *1889*. — 2. *Annales de géographie*, 1897, p. 212. — 3. Bertrand, *loc. cit.*

accidents de la côte entre le cap Sicié et le cap Couronne. C'est quand les chaînes résultant de cet effet étaient déjà sensiblement rabotées que la poussée alpine est venue interférer avec ce qu'il en restait.

Directions des accidents provençaux. — Un coup d'œil jeté sur une carte hypsométrique du pays[1] suffit pour faire ressortir le contraste dans l'alignement des zones d'altitude qui, dans l'est, se groupent parallèlement au massif des Alpes maritimes, c'est-à-dire du nord-ouest au sud-est, tandis que, dans la partie plus voisine du Rhône, les lignes de hauteurs, toujours très morcelées, courent uniformément de l'ouest à l'est.

D'autre part, si l'on fait abstraction de la vallée de l'Argens, qui sépare le massif des Maures de celui de l'Esterel, les deux massifs forment une unité à part, où le relief, moins bien défini, affecte un alignement du sud-ouest au nord-est. De plus, ce massif est séparé de la région montagneuse voisine par une dépression très marquée, au sol occupé par les couches rouges et meubles du trias, et que suivent d'un côté la rivière d'Hyères, de l'autre l'Aille, affluent de l'Argens.

Cette allure topographique est en plein accord avec la structure géologique de la contrée. Toute la Basse Provence, du Rhône aux Maures, est une région plissée, où les axes sont, en moyenne, dirigés de l'est à l'ouest, mais subissent de nombreux troubles, transformant les plis en chapelets, et s'arrêtent brusquement au bord de la dépression qui limite le très ancien massif des Maures. De même, les plis sont affectés d'une autre série de dérangements à la rencontre d'une ligne, parallèle en gros à la précédente, et qui prolongerait le cours de l'Huveaune à Marseille. Comme si, selon la remarque de M. Marcel Bertrand, les deux lignes en question, qui semblent indiquer une tentative de raccordement des Alpes et des Pyrénées, avaient été dessinées de bonne heure, parallèlement au bord septentrional des Maures, et s'étaient ensuite dressées comme des obstacles en travers des plissements ultérieurs, qui tendaient à s'accumuler dans un cul-de-sac entre les Maures et le noyau archéen des Alpes maritimes.

A cette complication originelle seraient venus se superposer, d'abord l'effet d'une longue dénudation, qui n'aurait laissé subsister que des ruines des anciennes chaînes provençales; ensuite l'influence des dernières poussées alpines, souvent dirigées à

1. Voir la carte qui accompagne le mémoire de M. Marcel Bertrand, *Annales de géographie*, 1898, p. 96.

angle droit sur les plis plus anciens, et réussissant même à pénétrer dans leur domaine, comme à la Montagne de Lure et au Luberon.

C'est précisément la rencontre de ces deux sortes d'accidents, les uns pyrénéens et les autres alpins, c'est-à-dire très postérieurs, qui engendre la complication très particulière que présente le pays situé entre Digne et Gap[1].

Nous avons dit que les anciens plis de la Provence paraissaient établir une jonction entre la région plissée des Alpes (du moins telle qu'elle était avant le dernier grand soulèvement) et celle des Pyrénées. Cette jonction est difficile à suivre, à cause des contrées basses qui accompagnent le cours inférieur du Rhône, à savoir : la *Grande Crau*, ou *Crau d'Arles*, delta de l'ancien Rhône, plaine caillouteuse de forme conique accentuée, avec son sommet à 110 mètres, et une pente constante des génératrices, aboutissant au marais de Foz; puis la *Petite Crau*, ancien delta de la Durance, située au nord des Alpines[2]. Cependant on peut remarquer que la direction des rides, passant sous le golfe du Lion, va rejoindre la côte du Languedoc. Or juste en ce point, au sud de Narbonne, une série de plis se dessine, qui s'incurve peu à peu entre le massif primaire des Corbières et le bourrelet central des Pyrénées. Nous aurons à revenir sur cette constatation.

Cévennes. — Repassons maintenant sur la rive droite du Rhône. A partir du promontoire des Coirons, le bord de la pénéplaine archéenne du massif central se dresse comme une haute falaise en face de la dépression rhodanienne. Le Mont Lozère la domine au nord, comme la cime granitique de l'Aigoual au sud. Les affluents du Rhône, à la faveur d'une grande différence de niveau, y ont découpé de nombreuses et profondes entailles, de sorte que ce rempart, appelé les *Hautes Cévennes*, se profile au sud-est avec les apparences d'une vraie chaîne de montagnes; mais le plateau redevient plus net dans l'intervalle entre l'Aigoual et le Mont Lozère, tous deux isolés des schistes cristallins qui les entourent, tant en raison de leur dureté plus grande que par suite d'un réseau de cassures, le long desquelles ces deux massifs paraissent avoir été surélevés.

Un changement à vue se produit, sur le versant des Cévennes, dès qu'on a dépassé les Coirons. Autant le bord du massif central était âpre et rude au nord, dans le Vivarais, autant la bienfaisante

1. Haug, *Les Chaines subalpines*, 1891. — 2. Risler, *Géologie agricole*, III.

influence du soleil se fait sentir sur les gradins étagés qui, de la dépression du Rhône, montent à la pénéplaine de la Lozère. De riches cultures, des plantations de mûriers et de vignes s'y succèdent, précédant les châtaigniers. Et cela est dû, non seulement à l'exposition, mais à la nature du sol, beaucoup plus favorable sur ce versant.

En effet, tout le long de la falaise des Cévennes se poursuit, depuis le Vivarais, une bande fortement disloquée de terrains triasiques, jurassiques et infracrétacés, tombés sur le bord de la dépression par paquets successifs. Ces lambeaux attestent par leur complication l'importance de l'accident qui a créé le rempart cévenol. Et cette importance est encore rehaussée quand, sur la pénéplaine archéenne, aux abords de la Montagne du Goulet, on retrouve des fragments horizontaux des calcaires jurassiques inférieurs, qui ont évidemment, à une certaine époque, recouvert tout ce pays.

Nous y reviendrons du reste, dans un instant, quand nous traiterons de la bordure méridionale du massif central. Contentons-nous ici de dire que les calcaires de la bande disloquée affleurent sur les pentes, formant des marches d'escaliers ou gradins, d'où le nom de plateaux des *Gras*, tiré du mot de basse latinité *grassatus*[1]. Le plus caractéristique est le *Gras des Vans*.

Les calcaires du jurassique supérieur, qui n'ont jamais envahi le territoire de la pénéplaine, demeurent sensiblement horizontaux au pied des Cévennes. La fréquence des formations massives, d'origine corallienne, les prédispose aux apparences ruiniformes et leur fait jouer dans le paysage un rôle tout particulier.

En avant s'étendent, jusqu'au Rhône, les plateaux de calcaires infracrétacés, fortement entaillés par les affluents du fleuve, et au sud desquels, dans l'*Uzégeois*, l'intercalation des dépôts tertiaires vient introduire une certaine complication. Mais ces mêmes plateaux reparaissent, dominant le pays en face de Nîmes ou *Nemosais*. Enfin le *Vannage* de Sommières, à l'allure plus compliquée, avec ses petits bassins tertiaires logés dans les parties effondrées du massif disloqué, prépare les environs de Montpellier, où nous ferons commencer la région sous-pyrénéenne.

Comme l'a fait remarquer M. Depéret[2], la bande de plateaux jurassiques infracrétacés non plissés, mais hachés de failles, qui se poursuit depuis Saint-Hippolyte du Gard jusqu'à la Voulte, doit

1. G. Fabre, *Bull. Soc. géol. de France* (3), XXI, p. 667. — 2. *Annales de géographie*, juillet 1895.

être rattachée souterrainement aux plateaux de Morestel. C'est une série de plaques disloquées, qui forment le fond de la plaine du Rhône comme celui de la Bresse. On y peut joindre, au sud-ouest, les plateaux arides et rocailleux, vrais déserts forestiers, des *Garrigues* de Montpellier, bande d'une altitude moyenne de 200 mètres, au relief très varié, qui s'étend au pied du rempart des Causses, dont il va être question.

II

LA RÉGION SOUS-PYRÉNÉENNE ET LES PYRÉNÉES

Les Causses et le massif de la Montagne Noire. — La région sous-pyrénéenne est limitée au sud par les Pyrénées, au nord par le revers sud-ouest du Massif Central, venant rejoindre, sous le détroit de Poitiers, la pointe sud-est du massif armoricain. C'est cette limite septentrionale qu'il convient d'envisager tout d'abord, afin de nous relier à la région déjà étudiée des Cévennes.

A ne consulter que la topographie, il semble que la haute pénéplaine archéenne se termine avec l'Aigoual, tout le massif des Cévennes méridionales, depuis le Mont Lozère, formant un cap qui domine de haut le grand plateau calcaire des *Causses*, au facies si étrangement uniforme. Le bord sud-est de ce plateau, sensiblement relevé, à une altitude moyenne de 900 mètres, forme la terrasse étroite de la *Séranne* ou *Serrane*, et celle-ci descend à l'Hérault sous la forme d'un versant calcaire à peine découpé, véritable désert de pierres et de bois, que n'entame aucun cours d'eau.

Mais aux environs de Lodève, le plateau calcaire recommence à être dominé par un massif archéen et primaire, qui reproduit les circonstances des Cévennes, et qu'on a l'habitude de désigner sous le nom de massif de la *Montagne Noire*. C'est un grand anticlinal archéen, orienté au nord-est, dont les parties culminantes sont les *Monts de l'Espinouse* et les *Monts de Lacaune* (1268 m.), tandis que leur prolongement méridional, la *Montagne Noire* proprement dite, ne s'élève guère au-dessus de 1000 mètres.

Les flancs de cet anticlinal sont formés de sédiments primaires plus ou moins métamorphiques, où le développement des calcaires marbres donne parfois au paysage une physionomie particulière. Ces formations occupent le versant sud-est, dominant le

Minervois par les Monts de Pardailhan[1] et, du côté opposé, la pente nord-ouest du *plateau de Sidobre* ainsi que les *Monts de Lacaune*. Puis l'archéen reparaît de nouveau dans le *Rouergue*, où sa surface aplanie forme les plateaux du *Ségala* (ou des Ségalas) et de *Lévezou*, exclusivement composés de gneiss et de mica-schistes. Enfin, près de Decazeville, il se soude à la pénéplaine du *Haut-Quercy*, et par là aux plateaux archéens du Cantal.

Seulement cette soudure est remarquablement étroite, et depuis Decazeville jusqu'à la *Montagne des Palanges*, au coin nord-est du Lévezou, on voit se poursuivre une longue traînée de plaques calcaires, de véritables *Causses*, dominée au sud par la pénéplaine archéenne de Rodez, au nord par l'Aubrac.

Disposition des Causses. — Il semble donc que les Causses, venant de la Séranne, forment dans une échancrure du Massif Central un grand golfe, baignant tour à tour les Cévennes, le Gévaudan, l'Aubrac et le Haut-Rouergue, comme si la mer jurassique avait réellement occupé cette échancrure, au pied du massif archéen alors découpé, mais émergé avec son contour actuel.

Ce n'est pourtant qu'une apparence. D'un côté, une série de lambeaux calcaires, échelonnés entre Rodez et Figeac, montrent que l'érosion seule a interrompu la jonction du golfe de Decazeville avec les affleurements jurassiques du Bas-Quercy; de l'autre, toute une série de causses en miniature, dispersés sur le Gévaudan, font le tour du Mont Lozère et du Mont du Goulet, arrivant jusqu'à Villefort, à quelques kilomètres seulement du Gras des Vans, c'est-à-dire du sillon rhodanien.

Ainsi, comme l'ont bien montré les travaux de M. G. Fabre[2], ce qu'on appelle communément le *golfe des Causses* représente la partie abaissée par cassures (et conservée grâce à cette dislocation) d'une grande nappe calcaire, originairement déposée dans une mer qui passait du Quercy au Vivarais par le détroit de Villefort, et qui, submergeant presque tout le Rouergue, ne respectait, au moins par moments, que l'île de la Montagne Noire avec les cimes granitiques de l'Aigoual et du Mont Lozère.

Nulle part on ne s'en rend mieux compte que si, placé vers l'extrémité méridionale du plateau de Montselgues (Ardèche), dominant les gorges profondes de la Borne et du Chassezac, on regarde le panorama du Mont Lozère (fig. 138), ayant le sud-est à sa gauche et le nord-ouest à sa droite.

1. Duponchel, *Description de l'Hérault*. — 2. *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, XXI, p. 626.

Fig. 138. — Vue du massif du Mont Lozère, prise des plateaux de la Borne (d'après M. G. Fabre).

L'attention est immédiatement attirée par une pellicule presque continue de grès triasique qui, respectant les cimes et faisant plate-forme à leur pied, est venue se poser sur la surface, déjà complètement aplanie, de l'archéen sous-jacent. Seulement à l'extrême gauche du dessin, tout près des Vans, on peut voir un paquet de couches jurassiques inclinées, qui s'appuie sur cette plaque penchant au sud-est, comme un témoin, et des dislocations survenues, et de ce que l'érosion a pu enlever des sédiments originairement superposés à la plate-forme triasique. Il est impossible de souhaiter une meilleure représentation de ce qu'était la pénéplaine archéenne, au moment de l'invasion de la mer du trias, ni des profonds canyons que les rivières tributaires du Rhône y ont creusés plus tard, à la faveur de sa surrection dernière, à quelques pas seulement des sources de l'Allier, du Lot et du Tarn.

Il importe de remarquer que, le long du Lot, au bord de la plate-forme archéenne de l'Aubrac, comme sur la rive nord du massif du Rouergue, on voit se succéder de petits bassins houillers, en deux traînées qui encadrent la langue jurassique formée par les causses de Séverac et de Rodez. Ainsi la mer qui a déposé les calcaires, en s'avançant dans cette direction, n'a fait que remplir une dépression déjà dessinée à la fin des temps primaires.

D'un autre côté, la façon brusque dont le plateau de l'Espinouse se termine à l'est doit être mise en rapport avec l'apparition, en ce point, d'une traînée de basaltes qu'on suit,

presque sans discontinuité, depuis le district nord de Lodève jusqu'au petit volcan d'Agde. Le prolongement septentrional de cette traînée marque exactement l'axe du sillon des Causses, accusant encore la signification tectonique de ce curieux accident.

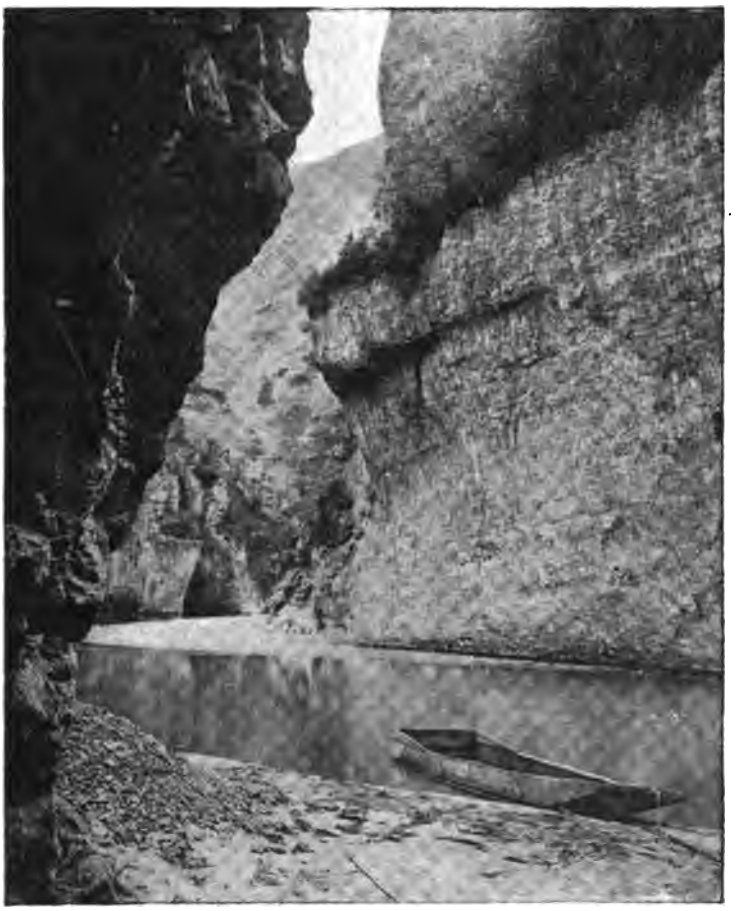

Fig. 139. — Le Canyon du Tarn (photographie de M. Boule).

Mais ce qui la rend encore plus catégorique, c'est que la même ligne coïncide avec l'axe de la Limagne d'Allier.

Caractères des Causses. — C'est cette surrection qui, affectant aussi, quoique inégalement et par paquets, le grand bloc calcaire des Causses, a relevé à près de 1000 mètres d'altitude sa surface, d'abord à peu près continue avec la pénéplaine de l'Aigoual, dont elle recevait les eaux. Les rivières ont donc été obligées d'appro-

fondir sur place leurs lits sinueux[1], et ainsi se sont créés les célèbres *canyons* ou gorges de la région. Celui du Tarn (fig. 139) atteint par endroits 500 mètres de profondeur. Quant à la surface, demeurée presque horizontale, parce qu'elle s'appuie sur une plate-forme résistante, elle est devenue ce désert de pierres qu'on appelle le plateau des Causses (fig. 140). Son aspect, raboteux dans le détail, mais très uniforme et plat dans l'ensemble, contraste avec l'allure au moins mamelonnée de la pénéplaine voisine, comme aussi le réseau serré des thalwegs, sur le territoire imperméable des schistes cristallins, tranche sur la rareté des cours d'eau dans ces plateaux fissurés où les eaux se perdent si souvent.

Les quelques rivières qui sillonnent le bloc calcaire, Tarn, Joute, Dourbie, Lot, Aveyron, etc., le découpent en compartiments aux parois verticales. On distingue, entre autres : le *Causse du Larzac*, le *Causse Noir*, le *Causse Méjan*, le *Causse de Sauveterre*, le petit *Causse de Mende*, le *Causse de Sévérac*, le *Causse du Comtal*, dit aussi de *Concourès* ou de *Rodez*, presque tous aussi difficilement abordables que leur surface est inhospitalière. En même temps leurs profondeurs recèlent le réseau de canaux souterrains, de grottes et de puits naturels, que M. Martel a si bien étudié[2].

Le Causse Méjan (ou *du milieu*) est le mieux caractérisé de tous; c'est une immense table calcaire, sans eau, sans arbres, sinon à l'ouest, et d'une altitude moyenne de 1000 mètres. Il est le plus aride et le plus désolé. Le Causse Noir doit aux nombreux ravinements qui le découpent d'avoir un tout autre aspect; car les arbres s'y développent dans les creux abrités. C'est dans son intérieur que l'érosion a découpé, aux dépens des calcaires dolomitiques, les escarpements ruiniformes, aujourd'hui célèbres, de Montpellier-le-Vieux.

L'une des particularités des Causses est le contraste profond de leur aridité avec la splendeur des vallées qui les encadrent et qui, généralement assises sur les argiles du lias, bénéficient de toutes les eaux absorbées par les abîmes du plateau calcaire.

Golfe de l'Aquitaine. Aperçu général. — Sur le revers sud-ouest du Massif Central s'étend, limité au sud par les Pyrénées, au nord par le seuil du Poitou et les hauteurs de la Vendée, le grand *golfe de l'Aquitaine*, composé des bassins de la Garonne, de l'Adour et de la Charente. Vers la fin de l'époque éocène, la mer en cou-

1. Voir plus haut, p. 167. — 2. Voir plus haut, pp. 89, 92, 239.

vrait la superficie. Les Pyrénées n'existaient pas encore, et les eaux qui nourrissaient les *nummulites* passaient sans obstacle de l'Atlantique dans la Méditerranée, entre le Plateau Central et la *meseta* ibérique. Mais la surrection de la grande chaîne pyrénéenne, se produisant à l'aurore des temps oligocènes, eut pour effet de faire émerger le seuil de Naurouze, et si peu élevée que fût cette barrière du *Lauraguais*, au sol fangeux, elle a suffi depuis lors à séparer complètement les deux mers.

Dans l'Aquitaine, devenue un golfe, l'océan a tenté plus d'un

Fig. 140. — Le Causse de Sauveterre (photographie de M. Boule).

retour offensif, et par moments il s'est avancé jusqu'à l'Agenais, plus tard encore jusque dans l'Armagnac. Mais les eaux descendant du Plateau Central et des Pyrénées lui livraient une guerre incessante, et de grands dépôts d'eau douce ou saumâtre en comblaient peu à peu le fond. Ainsi la mer a dû se retirer dans l'ouest, où le dépôt des sables et cailloutis des Landes ne lui a plus laissé que l'estuaire de la Gironde. En outre, à plusieurs reprises, les glaciers, envahissant le pied des plaines sous-pyrénéennes, y accumulaient de grandes masses de matériaux morainiques, cause principale de la disposition rayonnante des cours d'eau entre la Garonne et le Gave de Pau.

Bordure secondaire du golfe. Causses du Quercy. — Avant

l'époque tertiaire, le *Détroit du Poitou* avait mis plusieurs fois la mer de l'Aquitaine en communication avec celle du bassin de Paris, d'abord pendant la presque totalité des temps jurassiques, ensuite depuis le commencement de la période de la craie. Comme d'ailleurs les mers tertiaires se sont toujours tenues à une certaine distance du Plateau Central, on voit se dessiner, depuis le *Rouergue* jusqu'à la *Saintonge*, une assez large bande, divisée comme les bords du bassin parisien en auréoles distinctes.

C'est l'auréole jurassique qui règne à peu près seule entre l'Aveyron et la Dordogne, où elle engendre les *Causses du Quercy*. On y doit distinguer : 1° de l'Aveyron au Lot, le *Causse de Limogne*, s'étendant à l'ouest jusqu'à Cahors; 2° entre le Lot et la Dordogne, le *Causse de Gramat*, le plus vaste des trois, auquel appartiennent les célèbres escarpements de Rocamadour; 3° au nord de la Dordogne, le *Causse de Martel*. Ce dernier est interrompu, à la rencontre de la Vézère, par un petit éperon archéen qui, surgissant en avant des grès rouges de Brive, supprime momentanément la bande jurassique. Mais au delà se retrouve un dernier causse, traversé par la Vézère et l'Isle.

L'altitude des Causses du Quercy varie entre 200 et 465 mètres. Aussi, tout en reproduisant les mêmes phénomènes d'absorption des eaux que ceux des Cévennes, sont-ils beaucoup moins froids. Nulle part ils n'offrent l'aspect désolé et désertique des autres. Comme ceux-ci, d'ailleurs, ils sont entourés, du côté du Massif Central, d'un ruban argileux liasique. Contre le Causse de Gramat, ce ruban porte le nom de *Limargue*, et huit des cours d'eau qui l'arrosent se perdent tout d'un coup à la rencontre des falaises fissurées du calcaire jurassique.

Détails sur l'auréole jurassique. — Du côté de Cahors, l'auréole secondaire laisse voir, au contact de l'archéen, ou du moins séparée de lui par les collines rouges et ravinées du permien, une bande triasique marquée par les bruyères et les fougères, et à laquelle succèdent les causses boisés du bajocien.

De même, dans la Corrèze, l'érosion, respectant le calcaire jurassique, a fait son œuvre dans les argiles liasiques qui le supportent. Aussi la bande, fertile, coquette et bien peuplée, de ces argiles, forme-t-elle une zone déprimée au pied du causse.

Pas plus sur le revers sud-ouest du Massif Central que dans la région des Cévennes, l'application de la bordure secondaire sur l'archéen n'est exempte de dislocations. D'abord c'est par une faille manifeste, au parcours nettement rectiligne, que le Causse de

Cahors vient buter contre l'archéen du Rouergue; et ce qui est remarquable, c'est que cette faille, relativement moderne, prolonge exactement la longue traînée houillère de la Haute-Dordogne. En outre, un réseau de failles, les unes périphériques, les autres radiales, marquent la terminaison de l'auréole jurassique, au moins depuis la vallée de la Vère (Tarn) jusqu'à Pys en Dordogne, c'est-à-dire sur 200 kilomètres. Parfois les fentes radiales isolent, comme à Orgedeuil près de Montbron, une colline qui semble un éperon détaché du Plateau Central; tandis qu'il s'agit simplement d'un contact entre deux lambeaux jurassiques, dont l'un doit à sa dureté d'être demeuré en saillie à côté de l'autre[1].

Réduit à presque rien aux abords de Nontron, le ruban jurassique s'épanouit de plus en plus à partir de là vers le nord-ouest, en avant de l'ancien *Détroit de Poitiers*, où par endroits la granulite réussit à pointer sous un fond d'argiles liasiques. Ces affleurements jurassiques, d'une altitude moyenne de 100 à 200 mètres, portent les *Terres chaudes* du Périgord et de l'Angoumois, bien distinctes par leur climat, leurs productions et leur aspect, des *Terres froides* du *Nontronnais* et du *Confolennais* (ou *Confolentais*), assises sur l'archéen. Les terres chaudes ne sont plus des causses, bien qu'elles reposent sur de belles masses calcaires, à la surface presque toujours garnie de sables et d'argiles tertiaires, et portant près d'Angoulême une suite de forêts qui l'ont fait appeler *Le Bois*. Les gouffres, les abîmes, et les pertes de rivières n'y sont pas rares.

Cette bande se soude à la *Plaine* de Niort, plate-forme jurassique aux grands horizons découverts, au sol exempt de dépôts superficiels, qui s'étend devant le détroit du Poitou. Elle est interrompue dans l'*Aunis* par le *Marais poitevin*, cet ancien estuaire que les alluvions vaseuses de la Gironde et de la Charente, toujours rejetées au nord, ont progressivement comblé.

Bordure crétacée. — L'auréole crétacée est très imparfaite sur le revers sud-ouest du massif central. D'abord le crétacé inférieur fait défaut dans ces régions. En outre, la formation ne commence à affleurer qu'à partir du Lot, et ne se dilate en surface qu'à la rencontre de la Dordogne. C'est elle qui fait le fond du *Sarladais* ou *Périgord noir*, où la nature souvent sableuse du sol a favorisé le développement des bois de pins, et celui du *Haut-Périgord* ou *Périgord blanc*, aux horizons plus découverts[2]. Seulement, outre l'argile à silex, parfois assez développée, qui couronne la craie, le

1. Glangeaud, *Bull. serv. carte géol. de France.* — 2. Le Périgord blanc empiète sur la région archéenne du Plateau Central.

voisinage du massif central a suffi pour que la surface conservât beaucoup de flaques de dépôts argilo-sableux, analogues à ceux du Poitou.

C'est la craie tendre qui fait le fond de la *Champagne* charentaise ainsi que de la *Basse-Saintonge*. Mais, entre Cognac et Saint-Jean-d'Angely, la bande crétacée se trouve précédée à l'ouest par un ruban de *Pays-Bas*, assis sur des alluvions anciennes, avec fond argileux.

Pays tertiaires de l'Aquitaine. — Ce groupe comprend tous les pays compris entre les auréoles secondaires du massif méridional, les Pyrénées et la Méditerranée. Au début des temps tertiaires, la mer, occupant le Bordelais, s'avançait librement, en contournant la Montagne Noire, sur toute la région pyrénéenne. Il y avait, dans l'est, un golfe appuyé contre l'archéen du Rouergue et le massif de la Montagne Noire. Mais il était occupé par des lagunes, le plus souvent d'eau douce, et la fin des temps éocènes vit la séparation de cette région d'avec la Méditerranée, un dos d'âne s'étant formé entre les Pyrénées et l'extrémité du Rouergue. Un cordon littoral, qu'on peut suivre jusqu'à Réalmont (Tarn), s'est appuyé contre le bord occidental de ce dos d'âne[1], et alors, dans l'Aquitaine, devenue un golfe, a commencé la lutte des eaux marines, déposant des mollasses et des sables, avec les eaux douces, dont les produits variés subsistent à l'état de calcaires, marneux ou compacts, de mollasses, de sables et d'argiles.

De la répartition de ces dépôts dépend la division en pays de l'ancien golfe aquitanien.

Pays de l'ouest. — Les formations marines n'acquièrent une certaine importance, au point de vue de la surface occupée, que dans l'*Agenais*, où la mollasse apparaît souvent avec le calcaire lacustre, dans le *Bazadais* et le *Bordelais*, où se montrent par places des faluns ou sables coquilliers.

Des sables argileux et des graviers tertiaires, sortant de dessous la mollasse du *Fronsadais*, viennent former, longeant le Haut-Périgord, le *Landais* à l'ouest de Bergerac, et la *Double* ou Sologne périgourdine, au nord de l'Isle, pays de bois, de landes et d'étangs. Plus à l'ouest, les alluvions anciennes deviennent prépondérantes dans l'*Entre-Deux-Mers* et les *Graves* du *Bordelais*.

Tout cet ensemble confine aux *Landes*, ancien golfe comblé, d'abord par les alluvions pliocènes, puis par celles de l'époque qua-

1. Vasseur, *Bull. des services de la carte géol. de France*, n° 37.

ternaire, et dont les dunes ont régularisé le contour en isolant par derrière un certain nombre d'étangs. La surface occupée par ces dépôts a gardé la forme initiale d'une plaine côtière presque dans l'enfance[1]. Dépourvue d'inégalités, elle n'offre encore qu'un drainage très imparfait, et cette condition est aggravée par le banc d'*alios*, à ciment organique et ferrugineux, qui arrête partout les eaux à une faible profondeur. Le bord maritime de la plaine présente des caractères un peu mieux dessinés. L'attaque par les vagues y a marché plus rapidement que le modelé de la surface par les actions subaériennes.

Le *Médoc* est une dépendance de la formation des Landes; mais le sable y est constamment associé à des cailloux roulés, formant une nappe qui paraît passer sous le vrai sable landais.

Dans le sud, les Landes et avec elles les dunes finissent brusquement à l'Adour, en correspondance directe avec l'accident sous-marin qui engendre la fosse du cap Breton. Au delà, entre l'Adour et le Gave de Pau, s'étend la *Chalosse*. C'est un territoire agréable, semé de bois, de prairies et de cultures, où les dépôts tertiaires marins laissent apercevoir par-dessous les couches crétacées, relevées à la faveur d'un pli parallèle aux Pyrénées, et dont les prolongements sont masqués par des dépôts plus récents.

Quand on a dépassé le Gave, l'influence de la montagne voisine suffit à faire apparaître le terrain crétacé, sans couverture tertiaire, dans le *Béarn*, confinant au *Pays Basque*, divisé lui-même en *Navarre* et *Labourd*, régions de dislocations avec noyau archéen; après quoi on arrive à la chaîne pyrénéenne.

Armagnac et pays voisins. — Dans la partie septentrionale de l'Armagnac, c'est-à-dire dans le *Condomois* et la *Gaure* de Lectoure, quatre masses de calcaire lacustre, répandues dans l'étage dit de l'Armagnac, forment autant de plateaux rocheux, terminés par des escarpements aux arêtes vives. De là la physionomie spéciale du *Haut-Armagnac* ou *Armagnac blanc*; mais, dans la partie méridionale, les roches devenant plus tendres, les contours sont mamelonnés[2].

L'ouest de la contrée, ou *Armagnac noir*, ainsi nommé à cause de la sombre verdure des bois de pins, possède des caractères différents. Le calcaire n'y occupe plus que le fond des vallées, tandis que des sables fauves se montrent à flanc de coteau et que des glaises bigarrées couronnent les sommets.

1. W. M. Davis, *Journal of Geology*, 1896, p. 505. — 2. Risler, *Géologie agricole*.

A la faveur des nombreuses vallées qui le sillonnent, l'Armagnac offre, sur les versants des cours d'eau, de longues bandes de coteaux favorables à la culture de la vigne.

Dans l'est, les calcaires s'effacent devant la mollasse et les marnes de la *Lomagne* et du *Pays toulousain* : mais là, un grand rôle est dévolu aux alluvions anciennes, et notamment au limon pauvre en chaux dit *boulbène*, découpé en terrasses sur les bords de la Garonne.

C'est au sud de l'Armagnac, à partir de l'*Astarac* jusqu'au *Nebou-*

Fig. 141. — Les Pyrénées et le plateau de Lannemezan (d'après une photographie de M. Boule).

zan, que se prononce, avec le développement des anciennes alluvions sous-pyrénéennes, la remarquable disposition en éventail des affluents de la Garonne et de l'Adour. Le centre principal de cette divergence est le *Plateau de Lannemezan*, immense cône de déjection, argileux et caillouteux, d'origine fluvio-glaciaire, de 1 300 kilomètres carrés, et si bien étalé (fig. 141), que sa surface presque horizontale bute sans transition contre la muraille pyrénéenne. Dans son voisinage, M. Boule a signalé des traces oblitérées d'anciens lacs glaciaires.

Les génératrices du plateau, de 7 à 11 0/0 de pente, s'écartent toutes du village de Lannemezan, à l'altitude 600. Leur prolongement septentrional aboutirait à Agen par 40 mètres. L'amas fluvio-glaciaire a 100 mètres d'épaisseur à son sommet, et repose sur des marnes et mollasses tertiaires d'une imperméabilité absolue.

C'est l'influence de ce massif qui a obligé la Neste et la Garonne à se couder vers l'est, pour contourner jusqu'à Toulouse la zone d'influence du centre torrentiel [1].

Région orientale. — Il nous reste à parler des parties orientales de la région tertiaire sous-pyrénéenne. La physionomie actuelle de l'*Albigeois* est déterminée par une nappe de calcaires lacustres oligocènes, qui engendre de grands plateaux, parfois découpés en curieuses citadelles, comme celle qui porte la ville de Cordes. Les mollasses jouent un plus grand rôle dans le *Castrais* et le *Lauraguais*, au sol fangeux. Ce dernier pays confine au *Razès* et au *Carcassès*, où les formations marines du tertiaire inférieur ont été recouvertes par des grès et des conglomérats, relevés dans la montagne d'Alaric, et se poursuivant au sud-ouest, dans le *Mirepoix*. Ces dépôts sont surmontés en plusieurs points par des mollasses et des marnes. Du Carcassès au Lauraguais se dessine une plaine mamelonnée, imperméable et découverte, où l'insignifiant seuil de Naurouze sépare le bassin de l'Océan de celui de la Méditerranée.

Au delà du Carcassès, les sédiments tertiaires font le tour de la Montagne-Noire dans le *Minervois*, après lequel commence le régime du sillon rhodanien. Le Minervois peut être divisé en deux parties, l'une, haute (*causse du Minervois*), dénudée, sèche et pierreuse, où affleurent les calcaires tertiaires; l'autre basse, de grès et de marnes bariolées, où s'étagent les vignobles renommés du pays.

Chaîne des Pyrénées. Aperçu général. — En face des plaines de l'Aquitaine, la chaîne des Pyrénées se dresse comme une muraille dont la crête est à peine échancrée, tandis que, du côté de l'Espagne, elle s'abaisse d'une façon beaucoup plus progressive, laissant même s'établir par endroits quelques vallées longitudinales, ainsi celle de l'Aragon, qui en isole comme un chaînon latéral.

Pourtant, dans son ensemble, la chaîne est un grand bourrelet anticlinal, formé par une bande de terrains anciens, contre laquelle s'appuient, des deux côtés, des assises secondaires, redressées et disloquées. Mais, si la structure générale est la même, la composition des deux versants n'est pas identique. La surrection des Pyrénées ne s'est pas faite au hasard. La direction de la chaîne coïncide avec un notable changement dans la nature des dépôts crétacés et tertiaires, où les masses calcaires prennent rapidement, du côté de l'Espagne, un développement qu'elles n'avaient pas en France. Cela suffit pour produire une dyssymétrie des versants.

1. L. A. Fabre, *Bull. soc. Ramond*, 1898, p. 59.

La chaîne des Pyrénées est assez ancienne : elle a surgi à la fin de l'époque éocène, et si elle a éprouvé des mouvements ultérieurs, du moins ceux-ci n'ont-ils pas sensiblement dérangé l'allure des couches oligocènes déposées au pied de la nouvelle chaîne. L'érosion a donc eu le temps de faire disparaître ce qu'il pouvait y avoir de heurté dans les formes originelles de la montagne. Du côté français, cette érosion a eu peu de peine à atteindre le noyau résistant, qu'elle a façonné en crêtes entaillées de cols peu profonds. Et maintenant les torrents de la chaîne, pour la plupart établis sur le roc solide, ont des lits assez stables et n'accomplissent qu'un travail de transport restreint. L'absence complète des lacs de plaines, depuis longtemps comblés, et la rareté des lacs de montagnes, plaident encore en faveur de l'ancienneté des Pyrénées relativement aux Alpes.

Mais le régime était différent aux époques antérieures. Les énormes masses de conglomérats ou d'alluvions qui couvrent les premières pentes, et d'où tant de cours d'eau s'échappent en divergeant, indiquent ce qu'était alors la puissance des glaciers et des torrents, comme aussi elles permettent de mesurer tout ce que la chaîne primitive a dû perdre.

Divisions de la chaîne. Versant français. — Cherchons maintenant à nous rendre compte des éléments naturels dans lesquels se décompose la grande chaîne.

Du côté français, on peut distinguer[1] :

1° La *zone centrale* ou haute chaîne, formée de terrains primaires, entourant de grands massifs granitiques;

2° La *zone de l'Ariège*, avec quelques massifs granitiques, et où les terrains jurassique et crétacé inférieur affleurent seuls;

3° La zone des *Petites-Pyrénées*, qui commence à la Garonne, formant un chaînon facile à suivre jusqu'aux Corbières, et ne montrant que le crétacé supérieur et l'éocène. Cette zone subit un décrochement remarquable au point où son extrémité est rencontrée par la Garonne. Sur 9 kilomètres, il y a torsion et amincissement graduel des assisses, par suite de quoi le prolongement oriental de la voûte de Saint-Martory est rejeté au nord-est jusqu'à Boussens. Cet accident paraît suffire à expliquer la traversée des Petites-Pyrénées par la Garonne, sans recourir à l'hypothèse d'un creusement progressif à travers un pli en voie de formation[2];

1. De Margerie et Schrader, *Club alpin français*, 1891, p. 577. — 2. Voir plus haut, p. 177.

4° La zone des *Corbières*, où l'éocène et le crétacé sont relevés contre le noyau primaire de Mouthoumet, îlot très longtemps émergé au milieu des mers secondaires, et qui vient ainsi raccourcir la distance entre l'axe ancien des Pyrénées et l'extrémité sud de la Montagne-Noire. C'est un pays très disloqué, remarquable par la variété du relief, où les masses calcaires de teinte blanche sont dépourvues de végétation et pauvres en eaux vives.

Les trois dernières zones ne sont nettement caractérisées qu'à l'est de la Garonne. Celle des Corbières s'arrête à l'Aude.

Versant espagnol. — La disposition est différente du côté espagnol, où les bandes successives ne s'accusent bien qu'au centre, des Nogueras au Rio Aragon. Là, contre la zone centrale archéenne et primaire, à laquelle appartient la Maladetta, s'appuient : 1° la *zone du Mont Perdu*, où l'éocène est porté, avec le crétacé supérieur, à des hauteurs considérables; 2° la *zone de l'Aragon*, formée par un large ruban éocène qui va de Pampelune à la Catalogne; 3° la *zone des Sierras*, chaîne étroite où le trias, le crétacé et l'éocène sont disloqués, confinant directement à la plaine miocène de l'Èbre.

Les diverses zones ne se correspondent nullement d'un versant à l'autre, et celle du Mont Perdu est sans doute en rapport avec l'énorme développement que prennent, en Espagne, les calcaires du crétacé supérieur et de l'éocène, comme compensation à la réduction éprouvée du même côté par les assises jurassiques.

Noyau ancien des Pyrénées. Roussillon. — Le trait le plus remarquable de la constitution des Pyrénées est que les terrains anciens y forment un véritable coin, dont la pointe se trouve sur le méridien d'Oloron. Ce coin atteint sa plus grande largeur entre Foix et l'extrémité sud de la *Cerdagne*, petit bassin tertiaire curieusement logé, à plus de 1000 mètres d'altitude, dans un repli du terrain ancien. Mais si, de là au rivage méditerranéen, la bande est un peu moins large, en revanche le granite et les schistes cristallins y prennent une part de plus en plus notable. C'est comme l'extrémité occidentale d'un territoire résistant, dont la partie principale aurait sombré depuis sous la Méditerranée, hypothèse que justifient les effondrements visibles qui, des deux côtés du cap Creus, ont donné naissance aux dépressions du *Roussillon* et de l'*Ampurdan*.

Le *Roussillon* représente un ancien golfe de la mer pliocène, aujourd'hui transformé en une plaine fertile, véritable *huerta*. Si l'émersion de ce golfe est récente, son emplacement paraît avoir été préparé d'ancienne date. Le massif archéen et primaire du

Canigou s'avance comme un coin au nord-est, formant un anticlinal que longent deux plis parallèles, celui de la Têt au nord, celui du Tech au sud, tous deux envahis autrefois par la mer tertiaire. Le dernier pli est dominé par un autre anticlinal de même direction, le chaînon des *Albères*, suite de rocs déchiquetés qui ont grand air, malgré l'altitude relativement faible de leurs sommets.

Ainsi s'introduit tout d'un coup, dans les Pyrénées, une direction est-nord-est qui, à travers le golfe du Lion, va rejoindre exactement les anciens plis du massif des Maures en Provence.

En confirmation de cette manière de voir, on constate que, le long de la Méditerranée, les plis qui suivaient de l'ouest à l'est le pied méridional des Corbières s'infléchissent graduellement, près de Narbonne, en chaînons nord-est, de même direction que ceux du pied des Cévennes. Or ce sont ces chaînons qui vont tout naturellement se rattacher à ceux du littoral marseillais. Dès lors il ne s'agirait plus seulement d'un territoire résistant qui, à la fin de l'époque éocène, aurait occupé les Pyrénées orientales, mais bien d'un massif, aujourd'hui effondré, qui devait s'étendre des Pyrénées aux Maures et peut-être, de là, à la Corse et à la Sardaigne.

Monts Cantabriques. Asturies. — Il y a continuité absolue entre les Pyrénées et les *Monts Cantabriques*. Si cette continuité semble voilée, dans le Pays Basque, par une notable diminution de l'effort vertical qui a fait surgir la chaîne actuelle, les couches n'en continuent pas moins à être plissées sans interruption jusqu'à la région primaire des *Asturies*. Dans cette contrée se produit une pénétration réciproque des plis anciens de la *Meseta* par ceux du soulèvement pyrénéen[1]. Cette pénétration paraît cesser juste au point où les couches sédimentaires du carboniférien des Asturies cèdent la place au substratum archéen. Ainsi s'expliqueraient le haut relief des Peñas de Europa, marquant la place où se fait la rencontre, et la déviation au sud-ouest que les hauteurs culminantes éprouvent, lorsqu'au lieu des plis d'origine pyrénéenne, on suit, des environs d'Oviedo jusqu'au Douro, les crêtes formées par les parties les plus résistantes du massif ibérique ancien.

En tout cas, la rapidité avec laquelle la chaîne cantabrique tombe vers la mer a déterminé une puissante érosion, si bien que, dans les Asturies, on trouverait difficilement une surface plane d'un kilomètre carré pour y asseoir une base de triangulation.

1. De Margerie et Schrader, *loc. cit.*

VINGT ET UNIÈME LEÇON

SUITE DE LA ZONE DES MASSIFS ANCIENS

I

PÉNINSULE IBÉRIQUE[1]

Aperçu général. — S'il est un pays qui mérite d'être décrit avec la zone des anciens massifs, c'est assurément la péninsule ibérique; car presque toute sa surface représente un noyau continental, individualisé dès la fin des temps primaires, et qui n'a laissé les mers secondaires arriver que sur ses bords extrêmes. Sa résistance a imposé une limite occidentale à l'action des poussées orogéniques de l'époque tertiaire; si bien que ce qui appartient en propre aux grands plissements alpins se trouve rejeté en Andalousie, sous la forme d'un appendice qui, pour être collé à l'Espagne, n'en fait pas moins réellement partie du grand système de l'Atlas africain.

Façonné en un triangle à peu près isocèle (fig. 142), dont la base s'appuie à l'Atlantique, tandis que sa pointe touche presque la Méditerranée près du cap de la Nao, le massif ibérique se présente aujourd'hui sous la forme d'un grand plateau ou *Meseta*, de 700 mètres d'altitude moyenne. Ce n'est rien autre chose qu'une pénéplaine, d'où l'érosion avait fait disparaître, au début de l'ère secondaire, les montagnes qui s'y étaient dressées avant la fin des temps carboniférien.

Depuis lors, les dislocations tertiaires en ont un peu modifié l'allure. Tandis qu'au nord-est et à l'est les couches secondaires y

1. Nous avons largement utilisé, pour ce résumé de la géographie de l'Espagne, le chapitre si complet et si remarquable que M. Theobald Fischer a consacré à ce pays dans la *Länderkunde* de Kirchhoff, ainsi que le livre de M. de Botella sur la géographie physique de l'Espagne.

subissaient un relèvement, conséquence de la flexion du bassin de l'Èbre, des dépressions naissaient dans la partie orientale de la *Meseta*, et devenaient de grands lacs d'eau douce. Sans doute aussi un exhaussement de la partie atlantique contribuait à cet état de choses. Car, en moyenne, les régions les plus élevées du massif ancien sont celles de l'ouest.

Partie occidentale du massif ibérique. — La plus typique

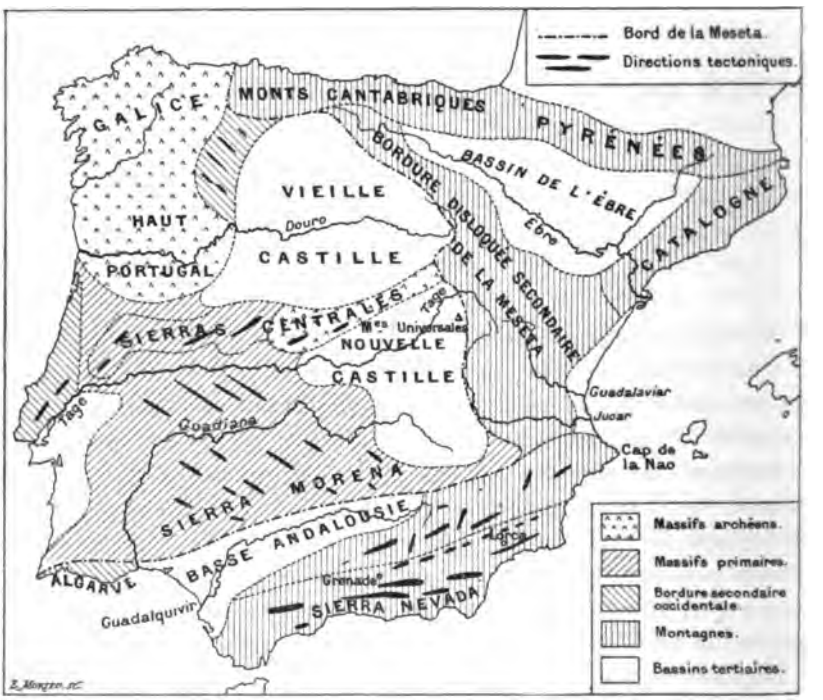

Fig. 142. — Schéma des régions naturelles de l'Espagne.

d'entre elles est la *Galice*, pays granitique aux paysages accidentés, dont les caractères se retrouvent dans le haut Portugal, avec sa végétation fraîche et la richesse des eaux qui le parcourent. Ces territoires portent les traces d'un travail de dénudation subaérienne longtemps poursuivi. Les côtes abondent en *rias*[1], qui sont surtout profonds entre le Minho et le cap de Peñas.

Cette bande montueuse se prolonge presque jusqu'au Guadalquivir, laissant seulement un ruban de terrain peu accidenté suivre la côte, depuis Oporto jusqu'à l'*Algarve*. Il semble qu'une sorte de

1. Voir plus haut, p. 270.

barrière ait ainsi cherché à se dresser entre l'Atlantique et le plateau ibérique, et cet obstacle correspond justement à une large traînée archéenne et granitique, tandis que les terrains primaires dominent à l'est.

D'un autre côté, le drainage du plateau s'opère par une série de fleuves parallèles qui, après avoir suivi longtemps de très larges vallées dans la direction de l'est à l'ouest, achèvent tous leur cours par des gorges profondes, semées de rapides et de cascades. Il est donc vraisemblable que la *Meseta* a dû être relevée vers l'ouest, peut-être par le mouvement même qui créait les dépressions lacustres, et la rapidité avec laquelle les fonds sous-marins s'abaissent au large, jointe au contour rectiligne de la côte, est plutôt de nature à appuyer cette hypothèse. Seulement, l'exhaussement aurait été assez lent pour respecter le sens de l'écoulement des fleuves, qui n'auraient eu qu'à approfondir leurs lits dans le territoire portugais en voie de surrection; ce qui les oblige à couler souvent dans des défilés étroits, comme ceux qui caractérisent le cours inférieur du Tage et ont motivé le nom du fleuve.

D'autre part, l'embouchure si profonde de ce fleuve n'a rien à voir avec cette structure; elle marque la place d'un ancien golfe miocène et pliocène.

Partie orientale. Sierras castillanes. — Dans l'est, la *Meseta* est peu accidentée, à cause de l'horizontalité des dépôts lacustres tertiaires, qui forment 24 p. 0/0 de la surface de la péninsule[1]. Ailleurs les principales différences de niveau sont le résultat de l'érosion, qui a mis en saillie les roches les plus dures. C'est surtout à cela qu'est dû le relief de la chaîne castillane. Le déboisement a accru cet effet, et l'altitude aidant, le plateau ancien abonde en solitudes sauvages, avec des vallées encombrées de cailloux.

Les hauteurs castillanes divisent la *Meseta* en deux bassins, celui du nord ou *Vieille-Castille*, et celui du sud ou de la *Nouvelle-Castille*. La chaîne séparative comprend les Sierras de Gata, de Gredos et de Guadarrama, surtout archéennes, plus raides au sud qu'au nord et dessinant une série de chaînons en escalier, tous alignés au nord-est. Elle s'atrophie peu à peu vers l'est, et passe insensiblement au plateau triasique de Medinaceli, en couches presque horizontales, de 1200 à 1300 mètres d'altitude.

Les *Sierras de la Castille* sont la mise en évidence des anciens accidents nord-est du massif primaire. Or à partir de la rencontre

1. Fischer, *Kirchhoff's Länderkunde.*

du Tage, il y a changement de direction des plis, bien accusés par les traînées archéennes qui s'intercalent entre les sédiments primaires, et mis en évidence dans la topographie grâce aux différences de dureté. Dans l'Estremadure, on voit cette direction tourner au sud-est, expliquant ainsi le coude que fait le Guadiana en aval de Ciudad-Real; coude remarquablement répercuté dans la pointe brusque dessinée par le cours du Tage à sa sortie de la Castille, au nord de la Sierra de Guadalupe (fig. 143).

Plaines castillanes. — La *Vieille-Castille* est un bassin plat, enfermé entre la chaîne castillane et les Monts Cantabriques. Les

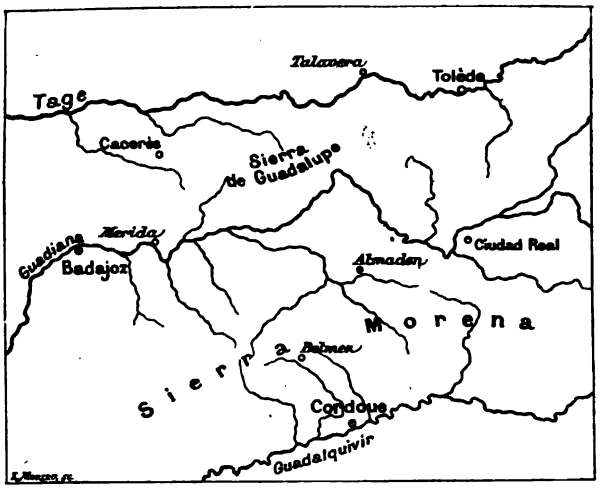

Fig. 143. — Alignements nord-ouest des rivières espagnoles.

hauteurs qui le dominent à l'ouest empêchent l'humidité de lui parvenir en quantité suffisante, et il y tombe par an moins de 400 millimètres d'eau. Aussi le pays est-il généralement une steppe désolée, justifiant le proverbe « qu'une alouette qui veut aller en Castille doit y emporter ses provisions ». Les vallées ont découpé des terrasses de 10 à 20 mètres de hauteur au milieu de sédiments lacustres horizontaux; les lignes de partage secondaires sont à peine visibles; seules, quelques buttes dans le centre parviennent à 150 ou 200 mètres de hauteur au-dessus des vallées.

La haute plaine de la *Nouvelle-Castille*, territoire central de la péninsule, mesure 54 000 kilomètres carrés. Entre le Tage et le Guadiana, l'érosion seule a façonné une ligne de partage à travers les sédiments lacustres du tertiaire. La partie méridionale ou *Manche* est dépourvue de ruisseaux et d'éminences. Le gypse, très

répandu parmi les sédiments de la contrée, rend les eaux souvent impossibles à boire, et des sécheresses terribles désolent ce pays sans ombre, où l'on ne voit émerger que quelques rochers nus, d'un brun rouge. Plusieurs des cours d'eau du bassin du Guadiana se perdent dans les graviers tertiaires du sous-sol. La population n'acquiert un peu de densité qu'auprès du massif volcanique de Calatrava, où le basalte forme quelques cimes.

Bord oriental du massif. — Entre les sources du Tage et l'extrémité de l'Andalousie, la *Meseta* touche presque la Méditerranée. Elle en est séparée par le haut bassin tertiaire de Teruel, devant lequel se dresse un massif montagneux où la principale cime, le Javalambre, dépasse 2000 mètres, tandis que de l'autre côté apparaissent, avec une moindre altitude, les monts dits *Universales* parce qu'ils envoient les eaux de tous les côtés. Ce sont des districts de terrains secondaires, où dominent le jurassique et le crétacé, avec prépondérance des calcaires ; de sorte que le terrain, sec et compact, forme de hauts plateaux ou *paramos*, coupés, du côté méditerranéen, par des vallées profondes. Les fleuves de ce versant, ayant une pente rapide, opèrent un actif transport de débris, qui a suffi pour remplir les échancrures primitives du littoral autour de Valence.

Du Jucar à la mer, les terrains secondaires viennent s'appuyer, en couches peu disloquées, sur le bord du plateau ibérique, et il en est ainsi jusqu'à la Sierra Morena, tandis que plus loin, après la cassure du Guadalquivir, tout est violemment redressé contre la chaîne bétique.

La faible distance qui sépare l'embouchure du Jucar de l'extrémité du grand plateau a permis au fleuve, qui débouche à la plaine maritime par un canyon de 300 mètres de profondeur, de pousser sa partie haute en plein territoire de la Manche. Il a pu ainsi atteindre le revers atlantique de ce nœud de la Serrania de Cuenca, d'où s'échappent en sens opposé le Tage et les affluents du Guadiana.

Andalousie. Sierra Morena. — L'*Andalousie* est une dépression, d'âge fort ancien, qui court entre le bord de la *Meseta* et la *Cordillère bétique*. On a donné le nom de *Sierra Morena* aux hauteurs qui la limitent au nord, et dont le Guadalquivir suit le pied; mais ce n'est pas une chaîne de montagnes; c'est seulement le bord, tranché par une importante dislocation, du plateau ibérique. L'érosion, en découpant cette falaise, lui a imprimé le caractère montagneux; mais ce caractère s'atténue beaucoup sur les hauteurs auxquelles l'escarpement donne accès, et dont l'aspect sauvage et

désolé fait un si grand contraste avec la richesse de la dépression voisine. De plus, on constate que le versant qui descend très doucement au Guadiana comprend toute une série de rides parallèles, de direction nord-ouest. Ce sont simplement des traînées d'affleurements durs, notamment de quartzites, que l'érosion a fait apparaître sur la pénéplaine.

Cette direction commande si bien le parcours des rivières, qu'elle est adoptée non seulement par tous les affluents du Guadiana, mais même par ceux du Guadalquivir, qui arrivent à la rencontre de leur collecteur *sous un angle aigu*, à peine atténué par un coude au confluent (voir fig. 143). Ici donc c'est une structure tectonique passive très ancienne qui gouverne l'hydrographie.

La falaise de la Sierra Morena se prolonge dans le Portugal, où elle forme la Sierra primaire de *Monchique*, qui domine l'*Algarve* et explique le promontoire du cap Saint-Vincent.

C'est à la résistance particulière d'une roche éruptive (la foyaïte) que la Sierra de Monchique doit de se dessiner aussi bien. Dans l'Algarve même, la plate-forme primaire existe encore; mais elle porte une couverture de sédiments, secondaires et tertiaires, qui transforme le pays en un véritable jardin.

Dépression d'Andalousie. — Au pied de la dislocation qui engendre la Sierra Morena, s'étend l'ancien *détroit bétique*, par lequel l'Océan a communiqué avec la Méditerranée jusqu'à l'heure des grands mouvements alpins.

La *Campina* ou partie plate de l'Andalousie, qui occupe la dépression, est une plaine ondulée, au sol fertile et merveilleusement arrosé. Non seulement par son altitude, inférieure de 500 mètres à celle de la *Meseta*, mais par la nature du terrain, où les marnes prennent la place des roches schisteuses et quartzeuses du plateau, elle se différencie absolument du territoire qui la domine. Elle passe au sud à une région de collines, où les couches secondaires ont été disloquées en plis parallèles, courant à l'est-nord-est, en complet désaccord avec les directions qui régnaient dans la Meseta voisine.

Les chaînes andalouses prennent de plus en plus de développement au nord-est, où, de la Sierra de Alcaraz à la Sierra de Espuña, elles dessinent une série de crêtes, commandant la direction des affluents du Guadalquivir et de la Segura.

Le terrain, très calcaire et très sec, est peu fertile, et sujet à des inondations terribles. Enfin l'ensemble se termine au contact de l'angle de la *Meseta*, où l'on voit les grès rouges plissés,

d'âge triasique, des chaînes andalouses, monter comme une vague à 800 mètres au-dessus du plateau non plissé, terminaison orientale de la Sierra Morena, qui porte le nom de *Campo de Montiel.*

Au delà de cet ensemble de chaînes apparaît une dislocation qui, prolongeant le cours inférieur de la Segura, vient passer par Lorca, Guadix et Grenade. Cet accident est jalonné par de petits bassins d'effondrement tertiaires, qui forment de hautes plaines comme la Vega de Grenade, et ce district de Guadix, où une espèce de grès rouge de très récente formation est découpé en pyramides fantastiques.

Sierra Nevada. Basse-Andalousie. Baléares. — Au nord de la dislocation de Lorca à Grenade, les chaînes secondaires plissées couraient au nord-est, conformément au bord de la *Meseta.* Il n'en est plus de même au sud. Là commence un système de dislocations est-ouest, parallèle au rivage entre Malaga et le cap de Gata. C'est la *Sierra Nevada,* immense voûte de schistes primaires, dont les cimes (dépassant 3500 mètres au Mulehacen) ne sont qu'à 35 kilomètres de la mer. L'ensemble s'étendait autrefois jusqu'au Maroc, et c'est seulement à l'époque pliocène que son axe s'est effondré, donnant naissance au détroit de Gibraltar. Ce morceau du sol espagnol est donc, en réalité, par sa nature comme par ses directions tectoniques, un appendice africain.

Au delà de Malaga, les plis se recourbent et deviennent nord-sud, traversant le détroit pour s'infléchir de nouveau au sud-est, puis à l'est, dans le Maroc.

La Basse-Andalousie offre un assez bon sol qui, à Huelva, date seulement des derniers temps tertiaires. Cependant des steppes s'étendent sur les parties où l'eau est rare et où le terrain est resté salé, comme au voisinage du Genil.

Au point où les chaînes de l'Andalousie viennent buter contre l'angle oriental de la *Meseta,* un trouble s'introduit, qui permet à la Segura de découper son chemin en échelons à travers le massif; mais les plis de même direction se retrouvent au cap de la Nao et se prolongent en ligne droite par les Pityuses dans les *Baléares.* Le rivage rectiligne de Majorque est formé par un débris d'une chaîne plissée, que les effondrements méditerranéens ont morcelée et qui, dressée après le dépôt du terrain nummulitique, sans préjudice de quelques dislocations ultérieures, devait s'étendre jusqu'en Corse et en Sardaigne [1].

1. Nolan, *Bull. Soc. géol. de France,* [3], XXIII, p. 76.

Bassin de l'Èbre. — Le bassin de l'Èbre est une espèce d'auge triangulaire d'une altitude moyenne de 250 à 300 mètres, d'où l'on ne peut sortir qu'en franchissant, par des pentes très raides, de hautes murailles. Il faut monter de 1000 mètres pour arriver dans les provinces de Castille ou de Valence, de 2000 pour traverser les Pyrénées, et l'accès de la mer est fermé par les monts de la *Catalogne*, muraille de 90 kilomètres, que l'Èbre force dans une gorge sinueuse et escarpée.

Ce bassin occupe une grande dépression synclinale où les terrains secondaires, qui s'étaient appuyés contre le bord nord-ouest de la Meseta, ont fléchi au milieu, tandis que leurs tranches, relevées au contact du plateau par une série de cassures, ont engendré le bourrelet qui accompagne si bien la rive droite de l'Èbre, de sa source à son embouchure, et où plusieurs cimes dépassent 2300 mètres. Une nappe de sédiments lacustres ou saumâtres, d'âge miocène, remplit le fond de cette dépression, c'est-à-dire l'Aragon, par un mélange de marnes, de mollasses et d'argiles avec gypse et gisements de sel.

L'ensemble de la chaîne qui borde au sud-est le bassin de l'Èbre constitue la plus forte élévation en masse de toute la péninsule [1].

Favorisé par cette grande différence d'altitude, l'Èbre a pu pousser son affluent le Jalon jusque par delà les hauteurs qui dominent la *Meseta*, et capturer, avec le Jiloca, d'autres cours d'eau, à quelques pas des sources du Tage et du Douro.

Catalogne. — La raison d'être des montagnes de la *Catalogne* se trouve dans la chaîne archéenne et primaire qui s'étend entre Gerone et Barcelone, chaîne qui joue ici un rôle analogue à celui des Maures en Provence. Un cirque d'effondrement, celui de l'*Ampurdan*, signalé par les volcans d'Olot, le sépare du noyau archéen des Pyrénées orientales; mais l'un et l'autre ne peuvent guère être considérés que comme des fragments de la terre qui a dû exister en avant du golfe du Lion [2]. On s'explique ainsi l'allure du bassin de l'Èbre, qui n'a pu s'affaisser sur place sans que ses bords, comprimés par la *Meseta*, l'axe pyrénéen et l'obstacle de Gerone, se relevassent en plis ou en paquets fracturés le long des massifs résistants.

En tout cas, le relief du massif côtier de la Catalogne paraît être le plus récent de tous ceux de l'Espagne, et avoir subi des modifications même dans les temps quaternaires [3]. Il est à remar-

1. Th. Fischer, *op. cit.* — 2. Voir plus haut, p. 462. — 3. Th. Fischer, *op. cit.*

quer que l'archéen ne s'y trouve pas amené, comme aux Pyrénées, seulement dans l'axe de la chaîne, par l'effet de la poussée montagneuse. Il forme réellement rivage pour les autres formations, ce qui complète l'analogie du territoire avec les Maures.

Les rivages de la péninsule ibérique. — La forme des côtes espagnoles mérite d'attirer l'attention. Au nord, entre la France et la Galice, le rivage est rectiligne, correspondant à la chute brusque du versant cantabrique, chute qui se poursuit sous la mer, où les fonds de 3000 mètres sont rapidement atteints. C'est là surtout une structure de plissement brusque ou de fracture, qui aurait agi suivant la direction même des strates.

A partir du point où le rivage entame l'ancienne plate-forme de la *Meseta*, la côte demeure rectiligne dans l'ensemble; mais elle laisse apparaître des *rias* et des échancrures qui témoignent, les unes d'un mouvement vertical, les autres d'une érosion marine ayant eu le temps de mettre en évidence les différences de dureté, sur un massif que le rivage tranchait obliquement à la direction des bandes de terrain.

Les mêmes caractères se retrouvent, encore plus prononcés, du cap Finisterre au Minho. Ensuite la côte devient rectiligne, toujours accompagnée, à peu de distance, par les fonds de 3000 mètres. Mais les accidents anciens qui ont déterminé cette structure sont masqués par une bande de terrains secondaires et tertiaires, accolés au bord de la *Meseta*, dont ils ont régularisé les aspérités, ne laissant d'échancrures que pour les estuaires.

La courbe qui correspond à l'embouchure du Guadalquivir accuse bien l'ancien détroit bétique, encore indiqué par un golfe à l'époque pliocène.

Mais l'allure des rivages est bien différente au delà de Gibraltar. Sur une direction dominante du sud-ouest au nord-est, s'alignent quatre arcs concaves, qui n'offrent pas une seule découpure sérieuse, et où le rivage ne cesse d'être en falaise que là où les fleuves ont édifié des atterrissements.

Le premier de ces arcs va de Gibraltar au cap de Gata; l'effondrement qu'il limite est manifeste, et les roches éruptives du dernier cap en attestent encore la réalité. Le second arc va de Gata au cap Palos, où apparaît encore un pointement volcanique, et le troisième se poursuit de Palos à la pointe de Nao. Enfin le dernier, de beaucoup le plus considérable, s'étend le long du bord oriental de la *Meseta* et de la Catalogne jusqu'aux Pyrénées, et devant lui se dressent au large les îlots volcaniques des Columbretes.

Si, de la forme de ces arcs, et des manifestations éruptives qui les accompagnent, on rapproche le rapide approfondissement de la mer au-devant de chacun d'eux, tel que les cartes hydrographiques le mettent en évidence, il paraîtra légitime de les considérer comme les bords d'autant de cirques d'effondrement, aux contours adoucis par les apports des fleuves. L'ensemble se coordonnerait à une grande ligne de fractures récentes, jalonnée par les éruptions de Gata, de Palos, des Columbretes, d'Olot et d'Agde.

II

MASSIFS ALLEMANDS

Aperçu général. — La bande des anciens massifs prend une netteté particulière en Allemagne, entre l'Ardenne et le Plateau russe. Là, elle correspond nettement aux parties de la vieille chaîne carboniférienne qui, après leur aplanissement, avaient réussi à subsister à l'état d'îles au milieu des mers secondaires. Le massif rhénan et la Bohême représentent ces îles. Autour d'elles, les mers avaient peu à peu rempli les intervalles de leurs dépôts, de façon à constituer, après les temps crétacés, un territoire continu en avant du futur sillon préalpin.

Vers la fin de l'époque éocène, lorsque se dressaient les Pyrénées, ce territoire subit une poussée, qui le plissa dans une direction très voisine de celle de cette chaîne. Vers le même temps, lors de l'oligocène, des brèches s'y ouvrirent, permettant l'arrivée des eaux marines qui venaient du nord. Plus tard enfin, des mouvements compliqués du sol fermèrent ces brèches. Mais leur formation avait été accompagnée d'affaissements, accentués par le développement de l'activité volcanique. C'est la superposition de ces éléments si divers, relief primitif, soulèvements tertiaires, affaissements locaux, épanchements éruptifs, qui donne à cette bande sa physionomie essentiellement variable.

L'ordonnance générale des massifs et des dépressions intermédiaires est très simple. L'ensemble des plateaux schisteux rhénans forme un grand territoire, allongé du sud-ouest au nord-est, et à la rencontre duquel marchent dans la direction opposée, c'est-à-dire du sud-est au nord-ouest, la forêt de Franconie et la forêt de Thu-

ringe. Ces territoires, qui prolongent exactement le bord du massif bohémien, sont flanqués extérieurement par le Mansfeld et le Hartz. Dans l'angle compris entre les deux grands remparts rhénan et thuringien se trouve la dépression hessoise, reliée à celle du Rhin. De même, entre le Hartz et la forêt de Thuringe s'ouvre au nord-ouest la dépression thuringienne.

Par le Fichtelgebirge, le rempart franconien se soude à la Bohême, losange de hautes murailles avec un bassin dans l'intérieur. Ce losange dessine au nord un angle symétrique de celui de la Hesse, et à travers lequel les eaux du bassin trouvent leur écoulement. Il est à remarquer que, dans la zone et sur son pourtour, les plissements tertiaires suivent presque tous la direction nord-ouest[1], tandis que les dislocations qui ont créé les bassins intérieurs vont à peu près du nord au sud.

Massif rhénan. — Le *massif schisteux rhénan* se soude à l'*Ardenne*, dont nous avons déjà parlé, par l'*Eifel*, qui en est une simple dépendance, et où les manifestations volcaniques de date très récente n'ont modifié la topographie que dans une minime proportion, par la formation de cratères et de lacs d'explosion.

Le massif schisteux lui-même est un énorme bloc de sédiments, d'âge surtout dévonien, fortement plissés suivant la direction est-nord-est, et dont la surface est une pénéplaine modifiée par diverses influences.

Son altitude varie de 400 à 800 mètres, et est en moyenne de 500. Le relèvement récent qui l'a déterminée a entraîné l'approfondissement des vallées sinueuses qui le sillonnaient dans l'origine; aussi, la rudesse du climat aidant, ce plateau soulevé fait-il l'effet d'un massif montagneux. C'est surtout dans sa partie méridionale, celle qui comprend le *Hunsrück* d'un côté, le *Taunus* de l'autre, que cette allure montueuse est le mieux caractérisée, parce que la grande différence de dureté des roches a fait apparaître des rides saillantes de quartzites, telles que l'Idarwald et le Soonwald, alignées suivant cette direction générale que mettent également bien en évidence les sillons de la Moselle et de la Lahn[2]. Seulement, tandis que le Taunus bute au sud contre une dépression qui lui donne l'apparence d'une vraie chaîne, le Hunsrück ne se détache pas de la même façon, servant d'appui comme il fait au bassin houiller du *Palatinat* et aux lignes de hauteurs triasiques de la *Hardt*, prélude des Vosges.

1. Les géographes allemands l'appellent direction *hercynienne*, parce qu'elle est celle du Hartz. — 2. Voir plus haut, p. 210.

Le massif rhénan offre un très bel exemple d'une ancienne chaîne de montagnes presque entièrement rabotée, et qui, malgré le commencement de dissection, provoqué par le soulèvement récent de la contrée, garde encore, sur de grandes surfaces, la forme à laquelle elle était réduite avant ce mouvement.

Au nord de la Lahn, dans le *Westerwald*, la superposition aux grès et schistes dévoniens d'un grand nombre de cimes basaltiques, lambeaux de coulées autrefois plus étendues, altère sensiblement l'uniformité du plateau, que les vallées débouchant au nord entament beaucoup de ce côté.

Dépression hessoise. — A l'est du massif rhénan s'étend, marquée par le Weser et la Fulda, la *dépression hessoise* (fig. 144), très importante en ce qu'elle prolonge exactement le sillon que suit le Rhin de Bâle à Mayence, entre les Vosges et la Hardt, d'un côté, l'Odenwald et le Spessart, de l'autre. C'est par cette dépression qu'aux temps oligocènes, la mer, arrivant du nord, a pu envahir la fosse alsacienne, qui venait de se creuser définitivement, et rejoindre à Bâle les eaux marines du midi, pendant que, du côté des Pays-Bas, la même mer s'avançait jusqu'à Bonn.

Mais en même temps qu'avait lieu cette invasion, l'activité volcanique commençait à se faire jour. Bientôt un seuil se dressait, sur la *Wettéravie*, entre la mer septentrionale, reléguée au nord du massif schisteux, et le bassin déprimé de la Hesse et du Rhin, lui-même privé de communication avec les eaux alpines de la mollasse. Dans les estuaires de la mer du Nord il se faisait des accumulations de lignites, par transport de débris végétaux venant du sud. En même temps les éruptions volcaniques se mettaient à bouleverser la topographie, édifiant en pleine dépression hessoise les importants massifs du *Vogelsberg* et du *Rhön*, devenus des centres de divergence des cours d'eau, et, dans le golfe de Bonn, le groupe des *Sept Montagnes* ou *Siebengebirge*.

Des mouvements du sol accompagnaient ces émissions et faisaient naître, au milieu du massif rhénan en voie de surrection, de petits bassins d'effondrement, comme ceux de Neuwied, de Limburg, de Bonn; alors l'érosion commençait à balayer les sables et argiles tertiaires, les tufs et les cendres, ne laissant subsister que des culots basaltiques, épars çà et là.

L'indécision qui est résultée de tous ces mouvements se traduit, entre autres faits, dans la topographie peu accentuée de l' *Odenwald* et du *Spessart*, territoires de grès rouges, de granite et de schistes cristallins, et surtout dans cette circonstance que le Neckar,

guidé par quelque cassure, est venu couper l'Odenwald à deux pas du chemin, beaucoup plus facile, que lui ouvrait vers le Rhin la dépression du *Kraichgau*.

Au cours de ces modifications, quand le large *Bassin de Mayence* a dû chercher au nord un écoulement que, dans le principe, il trouvait vraisemblablement au sud, le massif rhénan, alors moins haut, lui a offert une issue. Le chemin une fois dessiné, la surrection ultérieure du bloc schisteux, jointe à l'affaissement de la

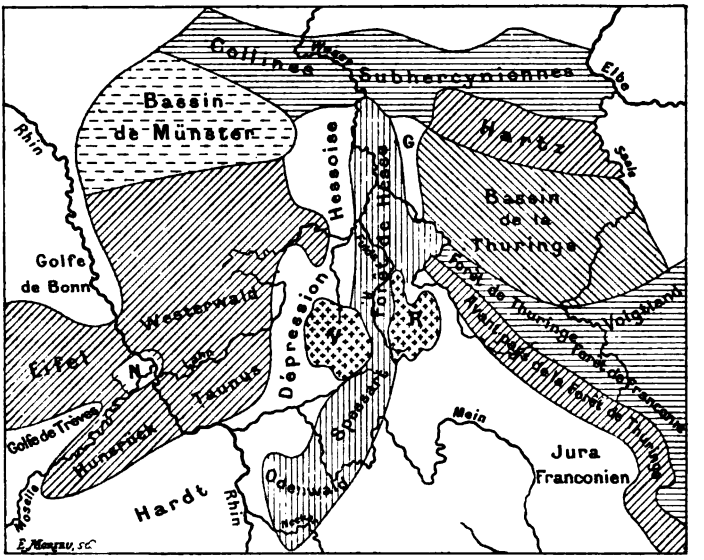

Fig. 144. — Les régions naturelles de l'Allemagne centrale (d'après M. Penck). G, bassin de Göttingen; N, bassin de Neuwied; R, massif volcanique du Rhön; V, massif du Vogelsberg.

vallée rhénane en amont, n'a eu d'autre résultat que d'obliger le Rhin à descendre peu à peu, en creusant la gorge profonde de Bingen à Coblence, pour aller rejoindre l'ancien golfe de Bonn [1].

La dépression hessoise de l'époque tertiaire avait été précédée, longtemps auparavant, par une large extension des mers du trias, dont les dépôts forment le fond de la contrée. Le grès bigarré, que l'érosion a atteint sur les bords, donne aux collines de la Hesse leur caractère, qui est celui de croupes plates, doucement ondulées, avec de larges vallées dans les intervalles.

En somme, il y a dans le pays deux anciennes surfaces de péné-

1. Voir plus haut, p. 173.

plaines : l'une, antérieure à l'irruption des eaux tertiaires, l'autre, de date miocène, et qui est encore reconnaissable là où les épanchements basaltiques l'ont préservée [1].

Thuringe. — A l'époque où la mer avait envahi les golfes de Bonn et de Cassel, un autre estuaire s'était formé qui, par la vallée de la Saale, avait réussi à pénétrer assez profondément dans la *Thuringe*. Les dépôts oligocènes y ont recouvert un territoire dont le fond était formé de couches triasiques. Dispersés ensuite par l'érosion, ils ont laissé, en beaucoup de points, apparaître le sous-sol, qui montre tantôt les surfaces nues du muschelkalk, tantôt les ondulations douces des marnes du trias supérieur. Sur les bords, la région plate s'appuie contre la *Forêt de Thuringe* par un ruban de grès bigarré, qui dessine un palier uniforme, assis sur des roches perméables, à surface boisée. Ce ruban s'allonge entre la montagne et la dépression, comme une voie naturelle de transit, jalonnée par de nombreux centres de population [2].

Des surfaces triasiques mises à découvert, c'est le Muschelkalk qui offre le plus d'irrégularité. Sa dureté l'a généralement laissé en saillie aux affleurements, de sorte que ce sont les couches marneuses et délitables du trias supérieur qui forment, sous l'oligocène, le fond de la dépression. Ainsi s'est constitué un territoire où de grasses prairies, arrosées par des cours d'eau aux pentes douces, qu'alimentent les sources issues du Muschelkalk, alternent avec des champs labourés.

La *Forêt de Thuringe* est une sorte de muraille de 100 kilomètres de longueur, élevée de 400 à 500 mètres au-dessus de la dépression thuringienne, et découpée par des vallées profondes, qui lui donnent l'aspect d'une chaîne et non celui d'un plateau. C'est un petit pays pittoresque, auquel ses superbes bois et la variété de ses formes prêtent un charme particulier Cette variété tient au mélange de porphyres, de grès rouges, de tufs et de bancs de conglomérats, qui détermine la physionomie changeante des vallées, tantôt élargies et tantôt resserrées [3]. Les assises triasiques s'appuient contre un noyau archéen et primaire, dont la haute Werra suit le pied en contournant le Rhön.

L'allure du pays tient à la superposition d'anciens accidents nord-est, plus tard rabotés et recouverts de dépôts permiens, enfin disloqués à l'époque tertiaire par des cassures nord-ouest. L'une

1. Penck, *Mitteldeutsche Gebirgsschwelle* (*Kirchhoffs Länderkunde*, p. 322). — 2. Kœsemacher et Kirchhoff, *in* Auerbach, *Annales de géographie*, V, p. 470. — 3. Penck, *op. cit.*

de ces cassures les fait buter contre le trias franconien, l'autre contre le massif thuringien. Postérieurement à ces mouvements, l'érosion a enlevé le permien et le trias des hauteurs, leur faisant ainsi perdre près de 1200 mètres, et mettant à nu au sud-est l'ancienne pénéplaine primaire, tandis qu'au nord-ouest se manifestaient surtout les différences de dureté, dues à la présence des porphyres.

Par la *Forêt de Franconie*, la Forêt de Thuringe vient se souder au *Fichtelgebirge*, où apparaissent cinq massifs granitiques, débarrassés aujourd'hui des schistes primaires qui les entouraient au début. L'alignement nord-ouest de ces hauteurs, concordant avec la direction de la plupart des rivières, Saale supérieure, Werra, etc., est l'effet de poussées récentes, *à angle droit* sur la direction des anciens plis carbonifériens; de sorte que, quand l'érosion, atteignant les couches primaires, met à nu ces derniers plis, il en résulte pour les cours d'eau une action directrice qui ne concorde plus avec leur précédente allure [1].

Forêt de Franconie. — Sur le bord extérieur du Fichtelgebirge et de la *Forêt de Franconie*, remarquable par sa direction parfaitement rectiligne, M. Gümbel [2] a constaté que la pression du massif ancien, contre le paquet sédimentaire franconien en voie d'affaissement, déterminait parfois, au contact immédiat, un renversement tout à fait local des assises secondaires. Le long de ce bord courent, dans l'intérieur de la Bavière, plusieurs cassures parallèles, chacune déterminant un nouvel abaissement du terrain. Ainsi la Franconie fait partie du grand champ de la dépression hessoise, dont le Rhön a modifié l'orographie par la superposition d'éléments volcaniques. Et les deux dépressions, réunies dans la vallée du Weser, se soudent à celle de la Saale, la forêt de Thuringe apparaissant ici comme le môle solide à droite et à gauche duquel les affaissements s'étaient produits.

Hartz. Collines subhercyniennes. — Au nord, la dépression thuringienne bute contre un massif résistant de roches primaires; c'est le *Hartz*, haut plateau que les rivières ont dû creuser profondément, et où la seule érosion a mis en notable saillie le noyau granitique du Brocken. Mais, à l'est, elle s'ouvre largement sur les plaines de l'Allemagne du Nord, par où les anciens glaciers ont pu la recouvrir en entier.

A l'extérieur de la zone des massifs anciens se développent les *collines subhercyniennes*, dominant les Pays-Bas de l'Allemagne du

1. Voir plus haut, p. 129. — 2. Voir Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 254.

Nord. C'est une bande fortement plissée, qui suit le pied du Hartz et s'étend à l'ouest au delà du Weser, dans le *Wiehen Gebirge* et la *Forêt de Teutobourg*. Seulement, à l'extrémité occidentale, entre ces collines et le nord du massif rhénan, s'intercale comme un coin la grande dépression de *Münster* ou de la *Westphalie*, résultat d'un affaissement d'énorme amplitude, de plus de 1000 mètres. La craie, non recouverte par le tertiaire, y est descendue plus bas que les bassins voisins, où les dépôts tertiaires subsistent encore, et il y a des raisons de croire que cette dislocation, de date très tardive, n'avait pas dit son dernier mot à l'époque pleistocène [1].

La dépression de la *Westphalie*, qui se prolonge en Hollande et va toucher la Belgique au *Limbourg*, n'en fait que mieux valoir le soulèvement de la *Forêt de Teutobourg*, où la craie horizontale bute contre le trias, parfois relevé jusqu'à la verticale, et va même jusqu'à plonger par-dessous. Mais ce qui est surtout remarquable, parce que l'allure tourmentée des couches s'y voit du premier coup, c'est la cluse appelée *Porta westphalica*, par laquelle le Weser, après avoir quelque temps suivi la direction des collines subhercyniennes, franchit brusquement le Wiehen-Gebirge. Cette cluse, sur les parois de laquelle on voit si bien les calcaires jurassiques plonger vers la plaine, paraît rentrer dans la catégorie des anciennes vallées transversales [2], qui ont réussi à se maintenir à travers un pli en voie de formation. Un exhaussement de 45 mètres, qui surviendrait tout d'un coup dans ce seuil, suffirait pour obliger le Weser à se jeter dans l'Ems par la Haase, qui suit le même sillon que ses affluents, la Werre d'abord, l'Else ensuite.

Une cluse semblable, mais aujourd'hui abandonnée par les eaux, existe à Bielefeld dans la forêt de Teutobourg. Ce serait un ancien lit fluvial, délaissé lors de l'affaissement du bassin de Münster, qui a produit un appel vers le sud.

Le nombre des terrains qui, relevés contre le Hartz, affleurent dans les collines subhercyniennes, est très considérable, et la classique plaine d'Oker, près de Goslar, y montre à nu, sur quelques centaines de mètres, les tranches d'une série presque verticale, et même par endroits renversée, qui commence au trias pour finir à la craie. Aussi comprend-on que l'érosion, mettant en saillie les assises résistantes, ait introduit dans le paysage de ces collines une grande variété, encore accrue par le nombre considérable des fractures courant à travers les plis. Parmi les plus extérieures des

1. Penck, *Kirchhoff's Länderkunde*. — 2. Voir plus haut, p. 177.

collines ainsi isolées, il faut citer la bande de grès crétacé du *Deister*, qui domine la plaine de Hanovre.

Il convient d'ajouter que toute la zone subhercynienne porte les traces de la plus grande extension des glaciers septentrionaux.

Bohême. Aperçu général. — La *Bohême* a été le noyau du sol allemand, comme le Plateau Central formait celui du sol français. Individualisé de bonne heure, ce massif de terrains archéens et primaires ne s'est pas laissé envahir par la mer carbonifférienne, qui le longeait au nord comme au sud. Au moment où cette mer se retirait, un bourrelet montagneux s'est dressé le long de la pointe occidentale du district, envoyant deux chaînes divergentes, l'une où est aujourd'hui l'Erzgebirge, l'autre suivant ce qui constitue la Forêt de Bohême et la Forêt de Bavière. Ainsi, peut-être, se préparait, dans l'angle rentrant, le futur affaissement du terrain.

En effet, à partir de ce moment, la destinée de la Bohême a été fort différente de celle du Plateau Central. A la vérité, pendant longtemps, le massif est demeuré une île, obligeant les mers secondaires à le contourner. Mais au lieu de garder sa condition de pénéplaine et de subir un relèvement en masse, il a éprouvé un affaissement dans l'intérieur, ce qui a permis, par le nord, l'invasion de la mer crétacée. Puis l'époque oligocène a accentué cet affaissement, en faisant pénétrer jusqu'en Bohême le sillon qui venait de l'embouchure de l'Oder, après que des poussées orogéniques, ressuscitant l'ancienne chaîne du sud-ouest, eurent fait surgir le bombement de la *Forêt de Bohême*, auquel le *Riesengebirge* et les *Sudètes* faisaient pendant au nord-est. Le relief des *Monts Métalliques* ou *Erzgebirge* s'est rajeuni à son tour, par un mouvement qui inclinait au nord-ouest la pénéplaine archéenne de Saxe, pour la relever en falaise vers la Bohême, le long d'une grande dislocation que les éruptions volcaniques ont alors jalonnée.

Par suite de ces événements, le territoire bohémien est devenu une sorte de cuvette en forme de losange. Cette cuvette est dominée de trois côtés par des murailles montagneuses, tandis que, sur le quatrième côté, se dresse le petit massif de hauteurs qui sépare la Moravie de la Bohême.

Forêt de Bohême. — Si maintenant nous faisons le tour du massif, en commençant par le point où il vient toucher le sillon préalpin du Danube, nous rencontrons d'abord la *Forêt de Bohême*, flanquée en avant par la *Forêt de Bavière*. Là, le fond archéen s'avance si loin au sud qu'il devient partie intégrante du sillon préalpin; de sorte que le Danube, abandonnant la bande tertiaire,

a dû couper son chemin, de Passau à Linz, à travers le gneiss et le granite, d'où résulte l'aspect si pittoresque de cette section du fleuve.

La Forêt de Bohême est un grand bombement, où le granite dessine dans les schistes cristallins des traînées dont la direction, d'abord nord-ouest, tourne au nord pour préparer l'alignement de l'Erzgebirge. Très peu de points y dépassent 1000 mètres d'altitude. C'est le bord de la pénéplaine primitive, exhaussé par le même effort qui a créé les hauteurs de la Forêt de Thuringe, en contraignant le Jura franconien à se couder rapidement au nord-ouest. Seulement, au point même où passe le principal seuil de la Forêt de Bohême, celle de Bavière s'en écarte et livre passage à un coin de terrains secondaires.

Le pays est peu accidenté; les cimes y sont arrondies et de peu de hauteur. Mais quelques traînées de quartz, demeurant en saillie, dessinent des *murs du diable*. Une magnifique végétation, surtout de pins gigantesques, aux teintes sombres, garnit cette croupe, où abondent les rochers ruiniformes de granite, et dont presque tout le drainage se fait vers la cuvette bohémienne.

Erzgebirge. Suisse saxonne. — Nous avons dit que l'*Erzgebirge* était un fragment de la pénéplaine archéenne, doucement incliné vers la Saxe, et se relevant en plateau vers la Bohême. De ce côté il tourne un abrupt en gradins, d'environ 500 mètres de hauteur, dont le pied est exactement longé par le haut Eger et par la Biela. Le sillon que suivent ces rivières marque la place que les eaux oligocènes sont venues occuper, lorsqu'a eu lieu la première esquisse de la dislocation d'où cette grande falaise est née. Mais cette dislocation a traversé des phases successives de mouvement, et les tremblements de terre de l'Erzgebirge laissent croire que l'équilibre n'y est pas encore définitivement acquis. Les sources thermales de Carlsbad, de Marienbad, de Teplitz, les culots de basalte et de phonolite du *Mittelgebirge*, sont les traces de l'activité éruptive contemporaine de ce grand mouvement du sol.

Le caractère particulier de la région tient à ce que, plissée autrefois au nord-est suivant deux anticlinaux, l'Erzgebirge au sud, une traînée granulitique au nord, avec un synclinal houiller entre les deux, elle a vu son relief ressuscité par une cassure tertiaire de même direction, avec un mouvement de bascule qui inclinait le terrain au nord. L'ancien synclinal [1] s'est trouvé accentué de nou-

1. Supan, *Grundzüge der physischen Erdkunde*, 2e éd., p. 490.

veau dans la topographie, parce que les masses du grès rouge ont plus facilement cédé que l'archéen encaissant.

A 20 kilomètres à l'ouest de la gorge de l'Elbe, un changement complet se produit dans le paysage. C'est que là on entre dans le massif de sédiments crétacés qui occupe toute la partie nord-est de la cuvette bohémienne. Ces sédiments sont surtout des grès bien stratifiés, divisés par de nombreuses fissures, et la gorge que l'Elbe s'y est ouverte est un véritable canyon[1]. De là les caractères particuliers de la *Suisse saxonne*, avec ses mers de rochers, ses piliers isolés, ses colonnades et ses falaises; caractères qui se poursuivent, pour la même raison, sur le flanc méridional du *Riesengebirge*.

Lusace. Sudètes. — L'angle nord du losange bohémien est marqué par un territoire moins élevé que ceux du cadre habituel de la Bohême, et qu'entourent deux dépressions, l'une où passe la vallée de l'Elbe, l'autre où la Neisse et le Queis, affluents de l'Oder, entremêlent presque leurs sources avec celle de l'Iser, tributaire de l'Elbe.

Ce territoire est la *Haute-Lusace*; c'est un petit lambeau archéen, qui a réussi à se maintenir au milieu des dépressions de l'angle bohémien, et que plus tard les dislocations survenues à cette pointe ont fait peser d'un tel poids sur le grès crétacé voisin que, dans la Suisse saxonne, à Hohnstein, le granite en est arrivé, sur son bord, à recouvrir le grès en surplomb. Du côté de la Neisse, la Lusace s'ouvre en un golfe, également garni de grès crétacé, mais affecté de dislocations qui ont livré passage à du basalte. Au pied s'étend la *Basse-Lusace*, et le tout a été recouvert lors de la grande extension des glaciers du nord.

Alors commence le bourrelet des *Sudètes*, qui limite la Bohême du côté de la Silésie et dont la partie occidentale, pourvue d'un relief plus accentué, a reçu le nom de *Riesengebirge*. Son flanc nord surtout est pittoresque avec ses cascades, ses ravins et ses cimes bien isolées, schisteuses ou granitiques. Entre les Carpathes et la Scandinavie, l'Allemagne n'offre nulle part de plus hauts sommets, ce qui explique les légendes locales et le nom de « Monts des Géants ». L'action glaciaire y est du reste demeurée très sensible.

Dans ce massif de composition assez variée, quelques bandes de grès crétacé sont intercalées et ramènent les paysages de la Suisse saxonne. Ainsi s'explique la célèbre *ville de rochers* du Heuscheuer.

1. Voir plus haut, p. 174.

Cette dernière chaîne, avec les rides parallèles de l'Eulengebirge, de l'Adlergebirge et de l'Altvater, accuse bien le caractère plissé des Sudètes. Mais les plis ont peu d'extension; les eaux courantes les tournent facilement; il ne s'y est pas établi de vallées longitudinales[1], et plusieurs brèches en permettent la traversée. On sent qu'il s'agit là d'un massif varié et disloqué. En effet, les Sudètes sont une vraie chaîne, formée à diverses reprises, notamment à l'époque oligocène, et parcourue par un réseau de fentes, le long desquelles se sont accomplis des mouvements très compliqués. Des lambeaux de crétacé sont tombés entre le gneiss et le granite, et parfois, vers la Bohême, du grès rouge redressé forme gradin sur les flancs de l'archéen. Enfin, à l'est des Sudètes, il y a en quelque sorte alternance capricieuse des plis anciens, dirigés au nord-est, avec les accidents plus récents, alignés au nord-ouest. Néanmoins, jusqu'à la dépression qui va de Cracovie à Vienne, l'inclinaison et la direction des couches, qui se succèdent depuis l'archéen jusqu'à la craie, accuse, pour la fin des Sudètes, un alignement général conforme à celui du début.

Cours de l'Elbe. Oder. Silésie. — Ce qui caractérise essentiellement le réseau hydrographique de la Bohême, c'est que le tronc collecteur des eaux du bassin, l'Elbe, au lieu de chercher une issue du seul côté où la topographie soit adoucie, c'est-à-dire vers la Moravie, trouve son écoulement par une brèche au point même où se rencontrent les hautes murailles du nord-ouest et du nord-est. Il utilise ainsi justement pour sortir la coupure dont les eaux de la craie et du tertiaire avaient profité pour entrer. Mais la gorge qu'il traverse est de date assez récente, et très vraisemblablement quaternaire. Elle résulte d'un mouvement qui a relevé le massif crétacé, formant digue entre deux dépressions, pendant que la cuvette s'affaissait en arrière; et ce qui le prouve, c'est que l'Elbe coule à Tetschen sur la roche solide, tandis qu'en amont son lit repose sur d'épaisses alluvions[2]. C'est exactement le phénomène qui s'est produit pour la gorge du Rhin entre Bingen et Coblence.

La vallée de l'Oder suit très exactement, à distance, le pied des Sudètes, et la direction de la plus haute branche du fleuve, comme celle de son tributaire l'Oppa, indiquent bien l'influence exercée par les dislocations longitudinales, avant que les eaux aient pu passer au dehors en empruntant à angle droit le sillon pré-carpathique.

Avec l'Oder, on entre dans la grande dépression silésienne, le

1. Penck, *Kirchhoff's Länderkunde*. — 2. Penck, *op. cit.*

plus important des golfes que la mer oligocène ait envoyés vers le sud. Puis au delà, le pays change complètement, et le terrain s'élève doucement sur la rive gauche de la Vistule, jusqu'à ce qu'on atteigne en Pologne les hauteurs de Lysa Gora, où les terrains secondaires laissent apercevoir un morceau de terrains primaires disloqués. Ce territoire se signale par l'allure régulière du carboniférien, dont les couches, exemptes de plis, existent sous la plate-forme silésienne, ne subissant de dislocations que contre le bord de la Bohême.

VINGT-DEUXIÈME LEÇON

LA CHAINE DES ALPES ET LES CARPATHES

I

LA CHAÎNE DES ALPES

Aperçu général. — La chaîne des Alpes est un immense bourrelet, qui s'est dressé, pendant la seconde moitié des temps tertiaires, entre les anciens massifs de l'Europe et cette zone méditerranéenne, où le régime de haute mer avait si longtemps prévalu. Sous l'influence d'une énergique poussée venant du sud, la puissante série sédimentaire qui s'était déposée à cette place a été relevée et disloquée en plis serrés. Son substratum archéen l'a crevée, réussissant à former l'axe culminant de la chaîne.

Mais la poussée n'était pas symétrique, et tandis que le revêtement du flanc méridional de l'axe s'écroulait en grande partie, les plis et les dislocations se succédaient nombreux sur l'autre versant, engendrant une série de zones parallèles, de hauteur progressivement décroissante. La dernière de ces zones consiste en un sillon *préalpin*, qui fait presque le tour entier de la chaîne, et dont le bord externe se relève parfois en ondulations régulières contre le bord des anciens massifs.

On a coutume de faire commencer la chaîne des *Alpes* sur le golfe de Gênes, au col d'Altare (495 mètres), qui lui servirait de limite commune avec les Apennins. A partir de ce point, la chaîne se développe en un croissant continu, où les anciens géographes distinguaient successivement : *Alpes liguriennes*, *Alpes maritimes*, *Alpes Cottiennes*, *Alpes Graies*, *Alpes Pennines*. Alors la direction cesse d'être courbe et tend à l'est-nord-est, par les *Alpes Bernoises* et *Glaronnaises* d'un côté de la coupure Rhône et Rhin, les *Alpes Lépontiennes* et celles *des Grisons*, de l'autre. Puis, tandis que l'Inn

sépare les *Alpes bavaroises* du massif de l'Œtzthal, lui-même séparé de l'Ortler par l'Adige, ce double nœud devient l'origine des *Alpes orientales*, lesquelles s'épanouissent de plus en plus entre le Danube et la Save, venant buter contre la dépression hongroise. A Vienne, tout a disparu ; mais la chaîne orientale émerge bientôt dans les *Petits Carpathes*, puis dans les *Beskides*, par lesquels elle se soude au grand arc des *Carpathes* proprement dits, eux-mêmes continus avec les *Alpes de Transylvanie*, qu'une rapide inflexion ramène en sens opposé vers les *Balkans*.

Distinction des Alpes occidentales et des Alpes orientales. — Cet axe orographique de l'Europe a une histoire compliquée, et si sa dernière forme résulte surtout de mouvements survenus à l'époque miocène, plus d'un effort antérieur les avait précédés, dont la trace demeure plus ou moins distincte et trouble souvent l'ordonnance des plissements récents.

Tout d'abord, il importe d'établir une distinction fondamentale entre les Alpes orientales et le grand arc qui entoure l'effondrement piémontais. La coupure du Rhin, du lac de Constance au Splügen, prolongée au sud par la Maira et le lac de Côme, n'est pas seulement une ligne remarquable au point de vue topographique. Elle correspond à un changement considérable dans la nature des roches affectées par le soulèvement. Si, de part et d'autre, on voit bien se poursuivre une bande archéenne, qui fait le noyau culminant de la chaîne, à l'ouest de la coupure cet axe ancien apparaît seul en face du Piémont qu'il domine fièrement, tandis que, dans la partie orientale, il est flanqué au sud par une série sédimentaire, suffisamment symétrique de celle qui se développe sur le flanc nord. En outre, alors que presque tous les sédiments plissés de l'occident appartiennent à des formations déposées non loin des rivages, ceux de la région orientale témoignent d'un régime de haute mer, et sont beaucoup plus uniformes sur de grandes étendues. Aussi, après le trouble qui s'introduit à la jonction des deux territoires, la chaîne de l'orient offre-t-elle une bien plus grande simplicité de structure que l'arc occidental. Ce résultat est dû d'abord au développement des assises du système triasique, dont le vrai type marin ne commence à se prononcer qu'à partir du Rhætikon d'un côté, du lac de Côme de l'autre ; ensuite à ce que le flanc nord des Alpes orientales ne présente nulle part de ces apparitions soudaines de massifs cristallins, qui sont la caractéristique des Alpes occidentales.

Alpes occidentales. Arc cristallin. Rôle des Alpes liguriennes. — La chaîne des *Alpes occidentales* fait face au Piémont par un

croissant très homogène de hautes cimes, formées de terrain archéen depuis la base jusqu'au sommet. Ce n'est pas seulement l'arête médiane et le substratum cristallin d'un bourrelet sédimentaire, qu'une violente poussée aurait fait arriver au dehors, en crevant la couverture du dôme dont toute la partie orientale, effondrée et ensevelie sous les alluvions, ne serait plus visible nulle part; c'est aussi une ancienne chaîne d'îlots, qui depuis longtemps étaient émergés à cette place et servaient de noyaux à la sédimentation. La superbe pyramide de roches vertes du Mont Viso (3843 m.), le Grand Paradis (4061 m.), et le Mont Rose (4638 m.) sont les sommités principales de cet amphithéâtre, un peu abaissé en son milieu par la dépression du Mont Cenis, et qui, contemplé du Piémont ou de la Lombardie, produit, avec les neiges éternelles de ses sommets, un si merveilleux effet.

L'arc cristallin ne règne pas uniformément sur toute la longueur des Alpes occidentales. Il disparaît aux environs de Coni, et ne prend point part à la constitution des *Alpes liguriennes*. Ces dernières sont formées par un massif de roches permiennes (c'est-à-dire de la fin de l'ère primaire), d'ailleurs profondément modifiées, et flanquées des deux côtés de couches triasiques, tandis que sur le versant méridional affleurent le crétacé et le tertiaire inférieur. Ce qui est remarquable, c'est que les sommets de cette chaîne, tels que le Mongioje (2631 m.), formés de trias, correspondent à des *plis concaves*, tandis que les vallées sont ouvertes sur des *plis convexes* ou anticlinaux[1].

Or les Alpes liguriennes ne sont que l'épanouissement d'une bande sédimentaire qui, venant du nord, où elle est appliquée d'ordinaire contre la partie convexe du croissant archéen, s'était laminée à l'endroit où le massif des Alpes maritimes vient se coller contre celui du Mont Viso. Il est donc permis de penser que, dans cette partie de la chaîne, l'arc cristallin a été interrompu par un effondrement, qui l'a suffisamment abaissé pour que les alluvions piémontaises le masquent entièrement.

Et alors on peut admettre que c'est ce prolongement souterrain qui, remontant au jour, devient visible dans le massif archéen littoral, compris entre le col d'Altare et celui du Giovi. A ce dernier col seulement, selon M. Sacco[2], devrait commencer l'Apennin. En effet, un changement radical s'introduit en ce point dans la composition du terrain, en même temps qu'il s'y produit une dila-

1. Zaccagna, *Bollet. Comit. geol. d'Italia*, 1887. — 2. *Bull. Soc. belge de géologie*, IX (1895), p. 33.

tation notable du massif montagneux, lequel, après avoir formé depuis l'Altare une bande étroite, s'épanouit au nord, au point de venir presque toucher le Pô à Pavie.

Lacs de la bordure alpine. — Au pied du croissant archéen, dans sa partie orientale, s'étendent, pénétrant profondément à l'intérieur de la montagne, les beaux lacs qui font la gloire de l'Italie, c'est-à-dire le Verbano ou Lac Majeur, le Cereno ou Lac de Lugano, le Lac de Côme, le Benaco ou Lac de Garde et plusieurs autres cavités plus petites dans l'intervalle. A l'origine, tous ces lacs communiquaient les uns avec les autres, et formaient un véritable *plexus* de vallées inondées, tout à fait identique avec le réseau des fjords de Norvège. Par le dépôt des alluvions de l'Adda, un barrage s'est fait dans la partie nord du Lac de Côme, isolant en amont le petit lac de Mezzola.

Le rôle joué dans cette structure par les dislocations est indéniable, et nulle autre cause ne saurait expliquer, par exemple, la bifurcation qui, à Bellaggio, divise le même lac en deux branches formant un angle aigu. Si le lac est en grande partie excavé dans les sédiments secondaires du versant méridional, le Lac Majeur, sauf le versant sud-est, est creusé dans l'archéen. Quelque part que les accumulations glaciaires aient prise à leur état actuel, il paraît bien vraisemblable que ces cavités allongées et ramifiées sont dues principalement à un affaissement du massif, ayant fait naître des ombilics dans des vallées antérieurement excavées le long de crevasses du sol[1].

Zone des massifs extérieurs. — Sur le flanc occidental de l'arc cristallin s'appuient les assises sédimentaires violemment redressées et disloquées, mais au milieu desquelles on voit encore apparaître, par places, des noyaux archéens faisant saillie comme autant de dômes au milieu de boutonnières crevées par leur surrection.

De là résulte un chapelet de hauts massifs cristallins, en forme d'amandes (d'où le nom de *massifs amygdaloïdes*), qui bordent à distance la chaîne principale, et dont la succession rappelle celle des nœuds et des ventres dans une corde en vibration[2]. Ce sont : le massif des *Alpes maritimes* ou du *Mercantour*, dont la cime est au Pic de l'Argentière (3300 m.); le massif de l'*Oisans* ou du *Pelvoux* (3954 m.)[3], dont les sommets, malgré leur altitude, se détachent peu du haut socle qui les porte.

Ensuite vient la chaîne des *Grandes Rousses* (point culminant,

1. Voir plus haut, p. 179. — 2. Marcel Bertrand, *Comptes rendus*, CXVIII, p. 213. — 3. Le point culminant du massif est la *Barre des Écrins* (4103 m.).

3473 m.). C'est une haute chaîne allongée, couverte de neiges perpétuelles, où se dresse une crête étroite d'archéen, sortant d'une auréole de terrain houiller et surtout de lias. Un premier gradin est formé par les calcaires et les marnes du lias, disparaissant sous le noir manteau des sapinières. Un second gradin, beaucoup plus accentué, fait de granulite, supporte un grand plateau de pâturages, dominé par des escarpements granulitiques, dont la belle teinte fauve a fait donner le nom de *Rousses* à toute la montagne. Enfin sous les neiges apparaît, couronnant le troisième gradin, la muraille culminante, d'archéen granulitisé, noir ou rouge, découpée en dents de scie d'une étonnante uniformité. Le relief de la montagne tient à ce que les terrains cristallins ont mieux résisté que leur couverture secondaire (ce qui du reste est aussi le cas du Pelvoux)[1].

Au delà se montrent : l'axe de la *chaîne de Belledonne*, qui rachète sa moindre élévation par la façon hardie dont se profile la noire silhouette de son pic culminant (2981 m.); le magnifique massif du *Mont Blanc* (4810 m.), au sommet duquel il subsiste encore quelques restes de son ancien manteau schisteux[2]; enfin la chaîne de l'*Oberland bernois* (Finsteraarhorn, 4275 m.) et des *Alpes de Glaris*, finissant au Tödi (3623 m.).

Le laminage violent, que les noyaux archéens ont dû subir pour arriver à percer leur couverture de sédiments, les a prédisposés à se laisser débiter par la gelée en *aiguilles*, dessinant sur l'horizon des contours déchiquetés, comme ceux qui sont si caractéristiques des cimes du Mont Blanc. Quant à l'Oberland, l'énergie des dislocations a été telle, que des portions de sédiments sont venues s'enfoncer comme des coins au cœur des schistes cristallins du noyau. C'est à la jonction de ce dernier avec son enveloppe stratifiée que l'érosion a découpé les pics si variés et si bien détachés de cette partie de la chaîne, Jungfrau (4166 m.), Wetterhorn (3708 m.), etc.

Tantôt une large bande de sédiments, accusant un ancien pli synclinal, s'intercale entre la zone archéenne extérieure et les massifs orientaux; ainsi le *Briançonnais*, le massif de la *Vanoise*, les districts de la *Maurienne* et de la *Tarantaise*. Tantôt la bande intermédiaire est réduite à peu de chose, comme sur le flanc nord-est des Alpes maritimes, sur le versant est du Mont Blanc, et mieux encore dans le pli de la Furca, où le Rhône et le Rhin ne s'en alignent pas

1. Termier, *Bull. cart. géol. de France*, n° 40. — 2. J. Vallot, *Comptes rendus*, 1894.

moins dans le prolongement l'un de l'autre; comme pour marquer qu'il s'agit bien là d'une coupure tectonique.

Chaînes subalpines. — A l'extérieur de la zone précédente se développent en France les *chaînes subalpines*[1]. Les assises crétacées et jurassiques, quelquefois aussi les couches tertiaires, y sont découpées en gradins abrupts et en longues crêtes, le plus souvent escarpées d'un seul côté. Des dislocations longitudinales sous forme de plis étirés, en isolant de puissants massifs calcaires, ont fait naître de grands escarpements, comme ceux de la *Chartreuse* et des *Bauges*, où les hautes murailles ainsi produites contrastent avec les pentes de prairies et de forêts qu'elles dominent.

Quand il n'y a pas de dislocations, les chaînes subalpines offrent généralement une succession de roches assez régulière. Les marnes noires de la base du jurassique supérieur affleurent sur des pentes ravinées ou couvertes de prairies, que couronnent de puissantes masses de calcaires compacts, gris ou bruns, formant d'ordinaire un premier abrupt. Au-dessus vient un méplat gazonné, reposant sur les marnes inférieures de l'infracrétacé; après quoi les calcaires de cette série apparaissent en grands escarpements dont les crêtes couronnent la plupart des chaînes[2].

La zone subalpine s'étend sans discontinuité des Alpes maritimes par le *Gapençais* et le *Dévoluy*[3] jusqu'au *Faucigny*, sans qu'il soit toujours facile de la délimiter à l'ouest; d'abord parce que ses parties septentrionales, *Vercors*, *Royans*, zone extérieure de la *Chartreuse*, préparent déjà le Jura, auquel certains de ces districts pourraient à la rigueur être rattachés; ensuite parce que, de la Provence au Dauphiné, dès la rencontre de l'accident est-ouest de la Montagne de Lure et du Ventoux, se prononce une sorte d'interférence entre les accidents alpins et des dislocations de plus ancienne date. De là dérive le relief très compliqué du *Diois* et de la région comprise entre la Drôme et l'Aygues. Dans ces pays, des chaînons érodés et déchiquetés se reploient autour de vallées torrentielles, parfois élargies en bassins elliptiques : ce mode de relief contraste avec les plateaux et les arêtes régulièrement alignées du Royans et du Vercors.

La zone subalpine est d'ordinairement séparée de la haute chaîne par des dépressions profondes et linéaires; ainsi la vallée du Drac, avec la haute muraille du Mont Aiguille, la vallée du Graisivaudan, coupure de 2000 mètres, la gorge d'Albertville au Mont Joli.

1. Dénomination créée par Ch. Lory. — 2. Haug, *Annales de géographie*, 1894, p. 158. — 3. M. Haug rattache le Dévoluy à la première zone alpine.

La zone se prolonge au delà du Faucigny par ce qu'on appelle les *Hautes-Alpes calcaires*, où les formations secondaires, déjà revêtues du facies alpin ou pélagique qui leur manque plus au nord, se présentent en grandes masses continues, et se développent largement sur le côté extérieur de l'Oberland bernois. Elles sont sujettes à des dislocations multiples, dont la Dent du Midi et surtout la Dent de Morcles[1] portent la visible empreinte.

Zones préalpines. — L'ensemble que nous qualifions de *zones préalpines* est un sillon à bordures plissées, qui s'étend d'ordinaire à l'extérieur des Alpes. Cet ensemble ne se distingue pas, dans le sud de la France, par des caractères spéciaux. Cela tient sans doute à ce que la contrée avait été affectée, antérieurement aux refoulements alpins, par tout un système de plis est-ouest, lesquels devaient être en partie rabotés lorsque la poussée alpine est venue les heurter à angle droit; de sorte que cette rencontre a gêné le développement normal de la chaîne la plus récente, en l'obligeant à comprendre dans la zone subalpine les anciens sillons où le tertiaire s'était déposé.

Il en est tout autrement à partir de la coupure où se loge le lac tectonique du Bourget. Là commence une zone déprimée, qui s'élargit en Suisse, où elle comprend toute la région des collines, et passe après le lac de Constance dans le bassin du Danube, qu'elle accompagne jusqu'à Vienne. C'est le sillon que les mers tertiaires ont suivi à l'extérieur des Alpes en voie de formation, et qui n'a été complètement asséché qu'après la surrection définitive de la chaîne. Pour nous borner ici à la partie occidentale de ce sillon, il est à remarquer que c'est là que les dépôts tertiaires inférieurs affectent le facies spécial, de marnes schisteuses plus ou moins arénacées, qui a reçu le nom générique de *flysch*, tandis que le tertiaire supérieur s'y présente sous la forme de la *mollasse*, où dominent les grès tendres et quelquefois les conglomérats. Tout cela montre que les Alpes essayaient depuis longtemps de surgir, et que, détruites au fur et à mesure par l'érosion, elles envoyaient leurs débris se stratifier dans le pli concave qui faisait la contrepartie du soulèvement naissant. Comme d'ailleurs, dans cette région, le tertiaire reposait sur une importante série d'assises secondaires très régulières, déposées elles aussi dans un ancien pli, entre les îlots archéens des Alpes et un haut-fond qui reliait le Plateau Central aux Vosges, un jour est venu où tout cet ensemble

1. Voir plus haut, p. 316.

flexible s'est soulevé à la fois. Tandis que la partie centrale fléchissait, produisant la dépression où se logent les lacs de Neuchâtel et de Bienne avec la vallée de l'Aare, les deux bords se plissaient : celui du sud, violemment repoussé vers l'extérieur par les Alpes, engendrait les *Préalpes*; celui du nord, plus éloigné de tout obstacle rigide, se courbait en ondulations régulières, en donnant naissance au *Jura*.

Ainsi les zones préalpines comprennent, de l'intérieur à l'extérieur : 1° les Préalpes, violemment disloquées; 2° la fosse de la mollasse, où la flexion du terrain, jointe à sa nature peu consistante, a facilité le maintien d'une dépression ; 3° les ondulations jurassiennes, qui ont monté comme des vagues successives sur le plan incliné étendu en profondeur devant les massifs anciens du milieu de l'Europe.

Préalpes. — C'est dans le *Chablais* que les *Préalpes* commencent à se bien dessiner. Il est à remarquer que l'allure des couches, comme celle de la topographie, y est très tourmentée, et que les plis subissent, au voisinage des vallées de l'Arve et du Rhône, une torsion visible, suffisant à justifier ces deux coupures transversales à la chaîne. De plus, on a parfois la surprise de voir surgir, en plein flysch, des lambeaux de terrains bien plus anciens, sans liaison avec le voisinage et qualifiés pour cela d'*exotiques*.

D'une altitude modérée, le Chablais, où les roches tendres et schisteuses occupent beaucoup de place, est par excellence le pays des forêts et des beaux pâturages. Surtout on y voit des pentes verdoyantes, coupées ou brusquement interrompues par les masses grises des calcaires du jurassique supérieur.

Il est dans le Chablais un district qui forme une individualité à part, en raison d'un énorme massif, de 1500 à 2000 mètres d'épaisseur, principalement composé de *brèches*, c'est-à-dire de roches constituées par des fragments anguleux de formations préexistantes. Ces brèches surgissent, devant les montagnes arrondies de flysch qui les entourent, comme un massif boisé, où abondent les crêtes, les arêtes rocheuses et les parois abruptes. Dans l'ensemble, la surface du district forme une cuvette, vers le centre de laquelle les couches sont doucement inclinées, tandis que le massif fait face à l'extérieur par des parois presque verticales [1].

Le phénomène des massifs exotiques se reproduit dans les *Préalpes romandes*, entre le Rhône et l'Aare. Mais c'est sur le pro-

1. A. Lugeon, *La région de la brèche du Chablais*, 1896.

longement oriental des Préalpes que ces anomalies arrivent à exercer une sérieuse influence sur le paysage, quand elles superposent aux surfaces doucement mamelonnées du flysch des masses plus anciennes et disloquées, aux contours pointus et heurtés, comme celles des *Mythen* de Schwytz. Aussi a-t-il paru nécessaire d'admettre que la place des Préalpes était occupée bien avant leur surrection par une chaîne de montagnes en partie rabotée depuis lors, et dont quelques lambeaux se seraient trouvés repris et pincés dans le dernier bouleversement.

Du reste, ce n'est pas à cette seule chaîne que se seraient bornés les efforts de plissement qui ont précédé le grand soulèvement alpin. L'étude détaillée de la distribution des terrains dans les Alpes fait ressortir, pour chacun d'eux, des changements de *facies* très rapides, dont le raison ne peut se trouver que si l'on admet, à de certaines époques, l'émersion de rides plus ou moins accusées. Les plissements ultérieurs ont dû se mouler sur chacune de ces rides et en refléter la disposition[1]. Il serait donc illusoire de prétendre expliquer par un seul mouvement des effets parfois très complexes, qui peuvent d'ailleurs se dissimuler sous les apparences d'une continuité orographique à peu près parfaite.

Le bord des Préalpes est occupé par une série de lacs, dont l'allure met en évidence, avec l'intervention des anciens glaciers, des phénomènes de dislocation et d'effondrement périphérique sur lesquels nous ne reviendrons pas, les ayant étudiés antérieurement avec des détails suffisants[2].

Région de la mollasse. — Contre les Préalpes, la mollasse se montre soulevée, disloquée, même renversée sur elle-même, et ainsi se constitue un ruban de petites montagnes dont le Rigi fait partie, et qui ont été fortement modifiées par les actions glaciaires subséquentes; à cette bande appartient le pays qui s'étend du lac de Thoune à Berne, comme celui qui borde sur toute sa longueur le lac de Zurich. Puis le relief s'atténue de plus en plus, formant les *collines suisses* et la *plaine suisse*, jusqu'au sillon au delà duquel surgit tout d'un coup la longue arête culminante du Jura.

Chaîne du Jura. — La chaîne du Jura commence dès Chambéry, peut-être même dans les chaînons extérieurs du Vercors (M. Haug y rattache la Grande Chartreuse), se poursuit avec une direction sud-nord dans le Bugey, puis se courbe progressivement au nord-est, pour atteindre son terme extrême dans l'arête est-ouest

1. Haug, *Archives des sciences physiques et naturelles*, Genève, 15 août 1894. — 2. Voir plus haut, p. 179.

des *Lägern* au nord-ouest de Zurich. Elle dessine donc un arc continu, et dans cette succession de rides courbes on devine aisément l'influence exercée par le voisinage de deux obstacles rigides : le bord du Plateau Central, dirigé du sud au nord, celui du môle alsacien, perpendiculaire au précédent.

L'ensemble du Jura français et du Jura suisse forme une région absolument exceptionnelle au point de vue de la régularité des ondulations. Les plis, tour à tour saillants et rentrants, se suivent comme autant de vagues déferlant sur une plage, avec diminution progressive de leur amplitude vers l'extérieur. Non seulement ils s'accusent dans la topographie par une succession de longues crêtes et de vallées parallèles, mais la structure interne éclate aux yeux les moins prévenus, par les visibles inflexions des bancs calcaires dans les *cluses* ou vallées transversales.

Les argiles et les marnes des étages inférieurs de la série jurassique la plus élevée occupent presque partout le centre de grandes voûtes ouvertes, et la surface de ces *combes*, couverte de prairies ou de marécages, fait un contraste frappant avec l'allure des *crêts* ou murailles calcaires, plus ou moins boisées, qui les dominent de toutes parts. Les *vals* occupent des plis synclinaux, et sont généralement ouverts dans la base du système crétacé ou dans les couches tertiaires.

Le nombre des plis successifs s'élève jusqu'à 20 dans la région centrale du Jura. Du reste, cette circonstance s'explique, non seulement par le développement plus facile que les ondulations ont pu trouver dans l'angle entre le massif alsacien et le Plateau Central, mais aussi par la plus grande flexibilité des assises. En effet, les couches marneuses y sont partout mélangées aux couches calcaires, formant ainsi ce qu'on a appelé le *facies jurassien* du système jurassique; tandis que, au sud, l'ensemble revêt un autre facies dit *alpin*, où la prépondérance des calcaires le rend moins souple.

Quant à l'effet produit par la structure du Jura sur le réseau hydrographique, il en a été suffisamment question, à propos des régions plissées[1], pour qu'il soit superflu d'y revenir ici.

Particularités du Jura. — Dans le Jura français, la proximité croissante de la croupe archéenne, qui relie souterrainement le Plateau Central aux Vosges, introduit un élément de trouble, accusé par la dislocation qui a fait arriver jusqu'au jour le pointe-

1. Voir plus haut, p. 126.

ment gneissique de la Serre, en même temps qu'elle déterminait l'apparition du lias et du trias sur le bord bressan de la chaîne. Cet accident, combiné avec l'effondrement qui a donné naissance à la grande vallée de la Saône, motive une division naturelle du Jura français en trois zones : la zone plissée, qui regarde la Suisse; une bande de hauts plateaux, résultant de l'épanouissement de synclinaux calcaires et coupée de failles, qui a son type aux environs de Champagnole et d'Ornans; enfin une lisière occidentale disloquée, dominant la Bresse par un versant qui porte le *vignoble* de Franche-Comté.

Dans le Jura suisse oriental ou *argovien*, qui heurte beaucoup plus directement le massif de la *Forêt-Noire*, le conflit se traduit par une ligne de dislocations, marquant le contact de la chaîne plissée avec un plateau, qualifié de *Jura tabulaire* (*Tafeljura*).

Ce plateau jurassien commence aux environs de Delle et de Porrentruy; mais il est interrompu assez brusquement, selon M. Steinmann[1], à la rencontre du prolongement de la faille orientale des Vosges; et de ce point jusqu'au sud de Bâle se dessinent jusqu'à cinq ou six chaînons, notamment ceux du Bürgerwald et du Mont Terrible. Mais aussitôt qu'on arrive sur le prolongement de la faille occidentale de la Forêt-Noire, les chaînes cessent, et l'on retombe, de Bâle à Schaffouse, sur un Jura tabulaire caractéristique, limité au sud par la ligne de chevauchements de l'Argovie, où par endroits la pression a été assez forte pour faire monter le trias par-dessus le jurassique. Au nord, cette plaque, non seulement s'avance jusqu'au Rhin, mais le dépasse, venant former, dans l'angle sud-ouest de la Forêt-Noire, le plateau du Dinkelberg. C'est un massif à stratification sensiblement horizontale, mais haché de cassures et de failles, où apparaît surtout le trias.

Ainsi la formation du Jura tabulaire paraît intimement liée au voisinage des éperons archéens sous-jacents, dont la rigidité a contrarié la propagation de l'effort de plissement. Au contraire, entre les deux failles qui limitent la dépression alsacienne, depuis longtemps formée lors de la poussée alpine, les plis ont pu se produire, à condition cependant de subir des inflexions nombreuses, dues à la présence de petits bassins tertiaires.

Cours supérieur du Rhône. — En traitant du réseau hydrographique rhénan, nous avons eu l'occasion de faire ressortir les parti-

1. *Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg in Brisgau*, VI, n° 1.

cularités que présente, dans la zone alpine et préalpine, le cours du Rhin [1]. Il convient d'ajouter ici quelques mots sur le tracé du Rhône.

Le cours supérieur de ce fleuve est déterminé par un accident tectonique de première importance; car il est établi juste en prolongement de celui du Rhin, dans le pli synclinal qui sépare la zone cristalline interne de celle des massifs extérieurs et des Hautes Alpes calcaires. Mais, à Martigny, ce synclinal se heurte contre le coin du massif du Mont Blanc. C'est alors que le Rhône dévie à angle droit, encadrant avec l'Arve le territoire éminemment disloqué du Chablais, dont les deux bords, par le changement marqué de direction que les plis y subissent, étaient prédestinés à céder plus facilement aux efforts de l'érosion.

Vient ensuite la profonde cavité du lac de Genève, dont l'allure ne nous a semblé justifiable [2] que par une combinaison d'effondrements et d'érosion.

La dislocation qui a créé le Léman est de date assez récente, et les études des géologues suisses, notamment celles de M. Lugeon [3], semblent avoir prouvé qu'à l'époque pliocène, le Rhône supérieur et même la Dranse devaient être tributaires du Rhin.

En effet, le sillon que suit le Rhône, en aval de Saint-Maurice, trouve sa prolongation assez exacte dans la dépression rectiligne d'Attalens qui, au nord de Vevey, sépare le Mont Pèlerin du Mont Vuarat. C'est vraiment une vallée délaissée, qui se poursuit naturellement par celle de la Broie, affluent du lac de Morat.

D'autre part, en prolongement de la vallée de la Dranse, on trouve sur la rive droite du Léman celle de la Venoge, que seuls les marais d'Orbe séparent du lac de Neuchâtel. Il est donc vraisemblable qu'un affluent de l'Arve a commencé par capturer la haute Dranse, et qu'un tributaire de celle-ci a ensuite poussé sa tête jusqu'au Rhône, dont il s'est emparé. C'est alors que l'affaissement de la bordure alpine aurait créé le Léman, et que le Rhône aurait conquis les Veveyses, lesquelles, à l'origine, s'écoulaient par Châtel-Saint-Denis et Palézieux vers le Rhin.

Quant à la Venoge, elle aurait été capturée jusqu'à la Sarraz, ce qui expliquerait le délaissement de la cluse de la Sarraz et d'Entreroche.

Cours inférieur du Rhône. — La position de la branche méridionale du Léman est absolument indiquée par l'angle aigu que

1. Voir plus haut, p. 210. — 2. Voir plus haut, p. 179. — 3. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 11 janvier 1897.

forment, en ce point, d'un côté le Jura, de l'autre le Salève, cet accident mi-partie alpin, mi-partie jurassien, qui témoigne d'une violente dislocation dans la vallée; car sur sa blanche paroi, on voit clairement les couches calcaires, horizontales au sommet, se courber en genou pour devenir verticales.

A partir de là, le Rhône franchit la chaîne jurassienne culminante, au point où elle se décroche nettement pour se réduire au chaînon du *Vuache*. Puis, après que le fleuve s'est un instant engouffré dans les fissures des calcaires crétacés qui déterminent la *Perte du Rhône*, son tracé épouse, dans l'ensemble, un des synclinaux nord-sud que le plissement post-miocène a déterminés dans la mollasse et dans son substratum.

Un moment le Rhône tente de continuer au sud, dans la coupure du lac du Bourget, qu'il se contente d'utiliser comme réservoir et régulateur latéral pour ses crues. Mais il se décide à briser les chaînons pressés du Bugey, juste à l'endroit où ceux-ci éprouvent une torsion que l'orographie seule suffit à dévoiler, torsion qu'explique la nécessité de se souder au massif de la Chartreuse. Alors le fleuve, heurtant le plateau jurassique non plissé de Morestel, qu'il semble avoir essayé de franchir en deux endroits, se détourne au nord-ouest, en longeant le dernier chaînon du Bugey. La rencontre de l'Ain le repousse au sud-ouest, et il débouche ainsi au bord de la nappe des *Dombes*, qu'il contourne pour se jeter à Lyon dans le sillon rectiligne de la Saône, au pied même du massif central.

Ajoutons qu'il y a des raisons de croire que le Drac et l'Isère réunis se jetaient par la cluse de Chambéry dans le lac du Bourget, à l'époque où la vallée du Bas Graisivaudan était encombrée par des moraines[1]. C'est en affouillant ces dernières que l'Isère s'est créé un nouveau cours.

Alpes orientales. Axe cristallin. Prättigau. — Le noyau longitudinal des *Alpes orientales* consiste en une large zone de schistes cristallins, accompagnés de terrains primaires, où les différences locales de constitution permettent de distinguer successivement : le groupe du *Vorarlberg*, par lequel une pointe secondaire pénètre dans l'archéen; le groupe de l'*Œtzthal*; les *Hohe Tauern*, de gneiss central avec calotte schisteuse; enfin le groupe plus abaissé du *Gurk* et du *Lavantthal*[2]. Le caractère de l'arête archéenne est de former une série culminante de hautes montagnes, presque

1. Falsan, *les Alpes françaises*, p. 144. — 2. Supan, *Kirchhoff's Länderkunde*.

dépourvue de cols, et entourée par deux zones de cimes primaires un peu moins élevées, où abondent les sources, les prairies et les bois.

Le cours de l'Inn entre Landeck et Wörgl, celui de l'Enns entre Radstadt et Admont, et au sud celui de la Save en amont de Villach, correspondent très exactement aux limites naturelles de la zone cristallophyllienne, et le contraste entre les deux rives de ces vallées est des plus frappants par suite de la différence des roches.

A partir des Hohe Tauern, la zone cristalline des Alpes orientales ne cesse de s'élargir vers l'est, avec les Alpes styriennes[1], et au moment où elle va disparaître sous les terrains tertiaires de la plaine hongroise, elle embrasse plus de 220 kilomètres, s'étendant depuis les collines de la Leitha, tout près de Vienne, jusqu'à la Save. Nous reviendrons ultérieurement sur la signification de cet épanouissement.

Accident du Rhætikon. — Nous avons dit que la chaîne commençait à partir de la coupure où coule le Rhin entre Coire et le lac de Constance. Un phénomène très particulier marque ce début; c'est l'effondrement du *Prättigau* au pied de l'arête du *Rhætikon*.

Cette dernière est le bord méridional d'une grande bande calcaire, celle du *Vorarlberg*, qui s'avance jusqu'au Rhin, en face du Sentis, étant soudée vers le sud au massif cristallin central. Mais, avant d'arriver au Rhin, ce massif s'interrompt tout d'un coup, et de la crête escarpée du Rhætikon, qui forme ainsi promontoire, on voit s'ouvrir sous ses pieds, jusqu'à Coire, la verdoyante dépression tertiaire du Prättigau, où le flysch est façonné en collines. De plus, autour de cette dépression, apparaît un ruban mince et continu de formations secondaires, exactement du même type que celles qui affleurent au Sentis, et qui plongent *sous* la masse plus ancienne du Rhætikon. Les choses se passent donc comme si une violente poussée avait fait chevaucher la chaîne orientale sur l'extrémité du massif helvétique[2].

Il est à remarquer que cette importante dislocation est située juste au point de croisement de la coupure du Rhin avec le sillon des lacs de Wallenstatt et de Zurich, sillon que le fleuve a suivi avant de prendre sa route actuelle.

De part et d'autre de la zone cristalline centrale se dresse la haute et large bande des Alpes calcaires, l'élément caractéristique de la chaîne orientale.

1. Haug, *Annales de géographie*, 1894, 154. Ce sont les Alpes *noriques* et *cétiques* de M. Boehm. — 2. Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 182.

Alpes calcaires du nord. — La construction des *Alpes calcaires du nord* est très simple; c'est une véritable muraille, composée de chaînes parallèles, correspondant à une suite d'anticlinaux et de synclinaux, et séparée du noyau primaire par un grand sillon longitudinal, où se succèdent les cours supérieurs de l'Inn, de la Salzach, de l'Enns et de la Salza. Tous les sédiments qui constituent ces chaînes sont d'âge secondaire, principalement de trias et de lias. L'élément principal est le calcaire triasique en bancs épais, qui vus de la vallée de l'Inn, à la faveur d'une différence de niveau de 2000 mètres, produisent un effet des plus imposants.

C'est surtout sur le versant nord du noyau archéen que se dessine l'affleurement continu d'assises paléozoïques, qui doivent à leur facile altérabilité (partagée par la base du trias qu'elles supportent) d'avoir donné naissance au long ruban de vallées qu'on voit se poursuivre au nord des Alpes. Entre la vallée de Wipp et le col de Mandling, de même qu'aux environs d'Eisenerz, ces roches gagnent en extension horizontale, au point de former un district à part, d'individualité bien tranchée, celui des *Alpes schisteuses* de Salzbourg[1].

Au sud, la limite de la zone cristalline est moins bien marquée. Elle ne se dessine nettement qu'avec l'apparition du bassin de Klagenfurt.

Tandis que, tout contre le Rhin, les *Alpes de l'Algäu* ressemblent encore à la Suisse, parce que le trias alpin s'y coïnce et qu'il y a, comme en Suisse, mélange de roches d'inégale résistance, ce qui entraîne une moindre homogénéité dans les éléments du relief, les *Alpes bavaroises*, qui leur font suite, offrent l'idéal d'une chaîne à éléments parallèles, donnant, dit M. Penck, l'impression d'une mer dont les vagues auraient été congelées[2]. Un réseau de vallées longitudinales et de cluses les divise, rendant la circulation facile dans la région. Les lacs y sont fréquents, et la nature calcaire du terrain se prête au développement des phénomènes du Karst; même la contrée serait un désert pierreux, sans la présence de quelques bancs marneux ou schisteux, qui motivent aussi certaines variations dans les pentes.

La chaîne bavaroise s'est assez bien prêtée au plissement parce qu'elle offrait un certain nombre d'assises marneuses, qui lui donnaient quelque flexibilité. Elle se résout donc en ondes régulières, dont quelques-unes peuvent être suivies sans inter-

1. Boehm, *Eintheilung der Ostalpen*, Wien, 1887. — 2. *Das deutsche Reich*, p. 149.

ruption sur 70 ou 80 kilomètres. Cette forme typique prévaut entre le Rhin et Salzbourg.

Mais il n'en est plus de même à l'est, à partir du massif de Berchtesgaden, où une plus grande compacité des roches a entraîné la rupture en paquets distincts, formant autant de groupes montagneux, qui se terminent par de hauts plateaux désolés. Dans cette région des *Alpes calcaires de Salzbourg*, la bande calcaire, s'abaissant moins vite vers l'est que la zone cristalline centrale, en arrive à la dominer, par exemple au Dachstein. Le creusement des vallées s'est opéré par l'élargissement des lignes faibles que le plissement avait esquissées, tandis que l'érosion subaérienne a surtout mis en évidence les différences de dureté [1].

La section la plus orientale de la chaîne est formée par les *Alpes autrichiennes*, où les circonstances sont très compliquées, à cause du voisinage du massif de la Bohême et de l'effondrement hongrois. On y voit encore des plateaux, mais qui, grâce à une moindre altitude, n'ont plus le caractère sauvage et pierreux de ceux de Salzbourg. Les apparences du Karst y sont sporadiques et une certaine couverture de végétation rend le pâturage possible.

Accompagnée au nord, du côté de la plaine bavaroise, par un ruban de flysch qui ne se distingue pas dans l'orographie, la bande calcaire septentrionale se termine à l'est, du côté de la dépression hongroise, par un escarpement rectiligne, au delà duquel son prolongement, rejeté par une faille grandiose, devrait être cherché dans les profondeurs du bassin de Vienne. Une série de sources chaudes (Baden, Vöslau, etc.) accompagnent cette dislocation.

Alpes calcaires du sud. — Sur le revers méridional des Alpes, la bande calcaire est plus variée. Elle débute par les *Alpes lombardes*, à stratification régulière, mais entremêlées de beaucoup de roches éruptives, et auxquelles fait suite la chaîne plissée de la rive droite de l'Adige. Au delà de cette rivière apparaît le *massif du Tyrol méridional*. L'énorme développement que prennent en certains endroits les *dolomies* en masses compactes, sans stratification ni fissures, en même temps que la rapidité avec laquelle la constitution des assises se modifie latéralement, impriment au paysage de cette contrée un aspect absolument exceptionnel, faisant succéder aux prairies et aux cultures les cimes dolomitiques bizarrement déchiquetées. Cette variété, qui fait le charme de la vallée de Fassa, où l'on voit surgir à l'horizon, en face des glaciers

1. Penck, *op. cit.*, p. 160.

de la Marmolata, les pyramides fantastiques, d'un jaune rosé, du Schlern et du Langkofl, est encore accrue par les masses éruptives et les tufs, qu'une activité volcanique très ancienne a fait arriver au milieu des sédiments du trias.

Sur le bord du massif des dolomies s'étend une zone, très homogène et d'un caractère orographique très uniforme, constituée par des calcaires triasiques qui s'abaissent en gradins successifs jusqu'au bassin tertiaire de Bellune. Ce sont les *Alpes vénitiennes*, plateaux calcaires, stériles et désolés, séparés de la plaine adriatique par les *plateaux du Vicentin* et les *Préalpes vénitiennes*, où le crétacé et l'éocène prédominent.

Au delà de la région des dolomies, les Alpes calcaires se poursuivent, sous la forme d'ondes de soulèvement qui, au lieu de se briser à l'est, s'abaissent progressivement en un pays de collines et de plaines. Ainsi les *Alpes Carniques* passent aux *Karawanken*, dont l'abrupt triasique fait face à la dépression de Klagenfurt, tandis que les *Alpes Juliennes* s'infléchissent au sud-est, pour se souder aux chaînes dalmates du *Karst*, le pays par excellence des massifs calcaires fissurés. De grandes vallées longitudinales accusent cette direction générale; ainsi la Drave sur le bord méridional du noyau archéen; la Gail, puis la Save, entre les Karawanken et les Alpes Juliennes.

Vallées transversales. — Deux grandes vallées transversales, l'Engadine et la vallée de l'Adige, celle-ci prolongée par l'Eisack, recoupent profondément la chaîne des Alpes orientales. Or l'une et l'autre sont dues à des accidents géologiques importants.

L'Engadine occupe un sillon où les couches secondaires ont pénétré jusqu'au cœur de la chaîne cristalline. Ce sillon trouve sa continuation topographique dans la Maira, affluent du lac de Côme; si bien que M. Heim[1] a pu attribuer aux déprédations de cette dernière rivière la formation des petits lacs de la Haute-Engadine, qui marqueraient un commencement de capture du cours supérieur de l'Inn.

L'Adige et le lac de Garde paraissent être des répercussions latérales d'un accident encore plus important. En effet, du lac d'Idro au Brenner, sur plus de 128 kilomètres de longueur, on peut suivre, en ligne presque constamment droite, une dislocation que M. Suess[2] a nommée *faille des Judicaries*, du nom de la vallée où elle apparaît. Tandis qu'à l'ouest de cette cassure l'œil

1. Voir Davis, *Annales de géographie*, octobre 1895. — 2. *Antlitz der Erde*, I, p. 319

suit aisément les masses sombres des porphyres, tufs et grès de l'époque permienne, on reconnaît du côté opposé les calcaires aux couleurs pâles du trias supérieur, qui ont dû descendre, le long de la fente, d'*au moins 2000 mètres*. Plus loin, et jusqu'au delà de Meran, ce sont les schistes cristallins ou le granite que la faille met en contact direct, soit avec les porphyres permiens, soit avec les calcaires et schistes secondaires. Enfin l'accident se recourbe devant le Brenner, et suit le Puster-Thal, devenant longitudinal, de transversal qu'il avait été jusque-là.

Si le lac de Garde a conservé des dimensions aussi considérables, c'est parce que, lors de l'extension des glaces, l'Adige l'a abandonné pour s'ouvrir un lit à travers les calcaires du Trentin, de sorte que, retenu en aval par une grande moraine qui relève son niveau, il a, d'autre part, échappé aux dangers du comblement rapide par les alluvions d'une rivière importante.

Le coude si brusque par lequel la Mur, en aval de Leoben, quitte son sillon parallèle à l'axe de la chaîne, en face de la Mürz, pour s'échapper transversalement vers Gratz, paraît devoir être attribué à l'influence des effondrements dont les environs de cette ville portent les traces manifestes.

Zones préalpines. Flysch. Plaines danubiennes. — Le bord interne des zones préalpines, dans les Alpes orientales, consiste en un ruban de *flysch*, bien développé entre la Salzach et Vienne, et qui se compose de sédiments dont l'âge, tantôt crétacé, tantôt tertiaire, est masqué par un facies très uniforme. De là résulte une chaîne de collines où dominent les grès (*grès de Vienne*), et qui s'élève jusqu'à 892 mètres à l'ouest de la capitale autrichienne.

La présence du ruban de flysch atténue le contraste entre les hautes cimes des Alpes calcaires, avec leurs formes déchiquetées et hardies, et la plaine du Haut-Danube, couverte à perte de vue de dépôts glaciaires et d'alluvions. Les grès, qui dominent dans le flysch, ont été façonnés par l'érosion en croupes arrondies, que garnissent des pâturages et des bois.

A l'extérieur du ruban de flysch, la zone de la mollasse est topographiquement bien individualisée dans le Wiener Wald. Entre le Rhin et le Lech, en avant de l'Algäu, c'est la combinaison du flysch et de la mollasse qui engendre le *Bregenzer Wald*.

A la différence de la partie suisse, qui était un pays de collines, la partie danubienne des zones préalpines doit à sa grande largeur de paraître devant les Alpes comme une plaine. C'est seulement une ancienne moraine glaciaire qui, de la Forêt-Noire au lac de

Constance, fait la limite entre le Danube et le Rhin, si bien que, de la haute plaine de l'Allemagne du Sud, *un trentième* seulement est drainé par le Rhin[1]. A partir de Ratisbonne, un prolongement septentrional de la zone vient s'intercaler entre le Jura franconien et la Forêt de Bohême.

Quand la mer tertiaire, qui occupait cette fosse le long des Alpes, se fut retirée, le régime hydrographique étant surtout influencé par les puissants cours d'eau qui descendaient de la haute chaîne, le fleuve collecteur dut se trouver rejeté au nord, contre les premières hauteurs de la Souabe et de la Franconie. Mais c'est principalement à la période glaciaire que la zone doit sa physionomie actuelle. En effet, des Alpes est descendue une nappe morainique où règne le paysage caractéristique de ce genre de formations, avec la topographie confuse qui lui est habituelle. En gênant l'écoulement des eaux, cette accumulation a engendré tantôt des lacs, tantôt de hauts marécages.

Devant la ligne des moraines, s'étend la grande plaine formée des graviers que déposaient les torrents issus du front de la glace lors de sa plus grande extension; c'est un plan incliné, d'une monotonie extrême, dont l'altitude décroît, du sud au nord, de 680 à 480 mètres[2]. Assez sèche au sud, où la porosité des cailloutis assure l'infiltration de la pluie, et où le sol se garnit de forêts, cette plaine est sillonnée de vallées assez profondes et souvent sans cours d'eau. Mais elle devient humide et tourbeuse au nord, aux points où sortent en de nombreuses sources les eaux absorbées en amont par les graviers, puis arrêtées par la base imperméable de ceux-ci. De là les grands marais des environs de Munich. Les brouillards, fréquents sur les parties basses, font que la température y est généralement moins élevée que sur la bande des hauteurs méridionales.

Enfin, en quittant cette plaine, on sort des cailloutis alpins pour arriver sur les affleurements tertiaires, relevés au bord du Jura souabe, et que l'extension glaciaire n'a pas touchés. Dans cette pénéplaine, qui garde le relief acquis antérieurement à la progression des glaces, les cours d'eau ont découpé leurs vallées, pour aboutir aux énormes masses d'alluvions du Danube; alluvions qui élèvent le lit du fleuve et le rendent marécageux entre Ulm et Ingolstadt.

Dans la partie autrichienne, la dépression préalpine se compose

1. *Kirchhoffs Länderkunde, das Deutsche Reich*, p. 136. — 2. Penck, *op. cit.*, p. 139.

de collines basses, où affleurent les argiles plus ou moins sableuses du miocène, déposées dans la mer, en voie de retraite, qui arrosait encore le bassin de Vienne après la principale surrection des Alpes, alors que toute la partie occidentale de la zone était occupée par des lacs ou des fleuves.

Jura souabe et franconien. — Au delà du Danube, il ne faut plus chercher, comme lisière de la zone préalpine, la bande plissée qui se suivait si bien entre le Rhône et le Rhin. La grande distance qui sépare le massif de la Forêt-Noire de celui de la Bohême, jointe à l'épaisseur particulière des calcaires du jurassique supérieur, a permis à l'effort orogénique de s'épanouir en largeur, en déterminant un dôme très surbaissé, sans se résoudre en ondulations. Il en est résulté seulement la formation d'un haut

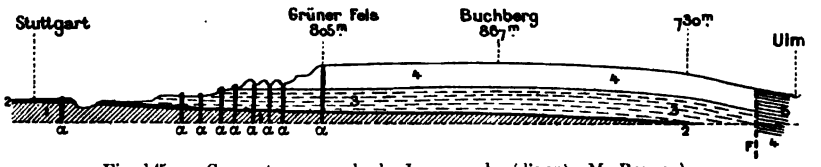

Fig. 145. — Coupe transversale du Jura souabe (d'après M. Branco).
1, trias supérieur; 2, lias ou jura noir; 3, jura brun; 4, jura blanc; 5, terrain tertiaire; αα, cheminées éruptives; F, faille.

territoire, et le gradin jurassique qui, plongeant vers le Danube, s'appuyait de l'autre côté contre le trias du dôme de la Forêt-Noire, symétriquement à ce qui se passe en Lorraine, s'est trouvé, de cette façon, notablement relevé au-dessus de la plate-forme triasique à laquelle il fait suite. Ainsi s'est formé le *Jura souabe*, que le *Randen* soude au Jura tabulaire de Bâle, et qui se prolonge par le *Jura franconien*. La croupe principale de ce plateau, caractérisée par une altitude moyenne de 800 mètres, a reçu le nom typique de *Rauhe Alb* ou « Apre Mont ». Le *Härtfeld* lui fait suite. Par places, la compacité des calcaires donne lieu aux phénomènes génériques du Karst, déserts de pierres, crevasses, grottes, cluses profondes, etc. Et comme des sources abondantes se font jour à la base du massif, au-dessus des argiles du jurassique inférieur, sur le bord nord-ouest de l'Alb, il en résulte un pays pittoresque, qui a mérité le nom de *Suisse franconienne*.

La figure 145 reproduit les circonstances caractéristiques de la région de l'Alb. On voit que le plateau calcaire monte d'abord de 805 à 867 mètres d'altitude, pour s'abaisser ensuite, d'abord lentement jusqu'à 730, puis rapidement jusqu'au Danube où, par

300 mètres, apparaît le terrain tertiaire. Les sondages indiquent qu'en ce point le massif souabe doit être interrompu par une faille importante.

L'élément caractéristique du Jura souabe et franconien est l'épais couronnement calcaire qui termine la série des assises jurassiques, et qui se dessine partout dans le paysage en murailles d'un blanc éclatant. C'est ce qui lui a fait donner par les géologues allemands le nom de *Jura blanc*, tandis que les pentes tournées vers le nord sont de couleur brune (*Jura brun*) et s'appuient sur des argiles schisteuses noirâtres (*Jura noir*). La puissance de la plaque calcaire monte jusqu'à 200 mètres. Les affleurements du Jura brun engendrent, grâce à la variété de leurs sédiments, une zone de collines, formant la transition entre l'Alb et le pays plat dit les *Filder*, où affleurent les roches sans consistance du lias ou Jura noir, superposées aux argiles du trias supérieur.

Manifestations volcaniques de la Souabe et des environs. — A la différence du Jura français et suisse, où aucune roche éruptive ne se fait jour, le Jura souabe, dans sa partie occidentale, laisse apparaître de nombreux pointements volcaniques, aujourd'hui réduits à de simples rochers quand ils percent seulement les assises inférieures, tandis que, dans les calcaires du haut, ce sont plutôt des cavités remplies de tufs de projection. M. Branco[1] a compté autour d'Urach plus de 125 de ces cheminées. Il les a qualifiées d'*embryons de volcans* et a reconnu, dans bon nombre de ces gisements, des creux semblables aux *maare* de l'Eifel, mais oblitérés parce qu'ils sont plus anciens.

Le bord méridional de l'Alb de Franconie est échancré par la dépression circulaire du *Ries*, de 20 kilomètres de diamètre avec 100 mètres de profondeur. C'est un effondrement volcanique, où les débris projetés et les calcaires d'eau douce laissent voir un fond archéen.

Du côté opposé, c'est-à-dire tout contre la Forêt-Noire, les manifestations volcaniques se reproduisent, empiétant sur la zone préalpine tertiaire dans le *Hegau* ou *Höhgau*. Plusieurs éminences de basalte et de phonolite s'y montrent au fond d'une dépression circulaire d'effondrement, qui trouve au sud-est sa prolongation dans le lac de Constance.

1. *Schwabens 125 Vulkan-Embryonen*, Stuttgart, 1894.

II

LES CARPATHES

Chaîne des Carpathes. — Nous avons vu que les Alpes orientales se terminaient brusquement devant la dépression hongroise. La zone préalpine elle-même s'arrête à la Forêt de Vienne, et livre au Danube un assez facile passage.

Cependant, de l'autre côté du fleuve, on voit se dessiner une ligne de hauteurs, qui monte doucement vers le nord-ouest jusqu'au *Plateau morave*. La Morawa en suit le pied dans une dépression si marquée, que cette rivière en vient presque à toucher la source de l'Oder, qui depuis Titschein coule exactement en sens opposé.

A l'est de cette dépression surgit, heurtant brusquement le Danube à Pressbourg, le chaînon rectiligne des *Petits Carpathes*, lequel, par les *Beskides*, se courbe pour rejoindre les *Carpathes* proprement dits. M. Rehmann y distingue la chaîne occidentale et la chaîne orientale, séparées l'une de l'autre par le col de Lupkow, qui coïncide avec l'endroit où la montagne, le plus amincie, ne laisse pas voir de roches anciennes.

Les Carpathes occidentaux sont caractérisés par de nombreuses vallées longitudinales, qui les divisent en cinq chaînes grossièrement parallèles. Les Carpathes orientaux, où dominent les grès éocènes, comportent, de part et d'autre du col de Stiol, la zone élevée des *Poloninas* ou *Planinas*, herbages à flore peu variée, et celle des montagnes qui entourent le plateau transylvain.

Les Carpathes forment une chaîne ininterrompue jusqu'à la Moldavie, longés tout le temps à l'est, depuis la Galicie, par une dépression des mieux caractérisées, celle où coulent d'abord le haut Dniester, puis le Sereth, affluent du Danube. D'autre part, l'arc des Carpathes, prolongé presque à angle droit, mais d'une façon continue, par les *Alpes de Transylvanie*, enferme dans son intérieur le grand bassin plat de la Hongrie.

C'est donc, d'une manière frappante, la reproduction des traits caractéristiques de la chaîne occidentale. La Hongrie équivaut aux plaines du Pô. Les Alpes centrales paraissent trouver leur représentation dans les hauteurs carpathiques internes ; le sillon préalpin se prolonge exactement par ce qu'on peut appeler le *sillon précar-*

pathique. Enfin, de même que la mollasse suisse est disloquée et renversée par les poussées alpines, ainsi les gisements néogènes de sel et d'ozocérite de Galicie (Wieliczka, Boryslaw) ont subi l'influence du plissement carpathique.

Effondrements carpathiques. — D'une façon générale, cette analogie est exacte, et la chaîne courbe des Carpathes est bien le prolongement de l'arc alpin. Mais l'effondrement qui a permis le passage du Danube à Vienne ne s'est pas borné à interrompre la continuité de la grande chaîne, et quelques-uns des éléments longitudinaux de cette dernière ont sombré par la même occasion.

On en est averti quand, entre la Raab et la Drave, on voit se dresser le relief rectiligne de la pittoresque *Forêt de Bakony*, qui se prolonge au nord par les *Monts Matra*, après avoir obligé le Danube à subir le coude rectangulaire de Gran. On sent mieux encore l'importance de cette apparition, en constatant que l'archéen y vient au jour en plus d'un point.

Mais ce qui est bien plus significatif, c'est le massif, également archéen pour la majeure partie, du *Tatra*, qui vient former, entre les Beskides et la Hongrie, une série d'arcs concentriques à la chaîne extérieure, et dont le plus haut, en même temps le plus voisin de cette chaîne, le Tatra proprement dit, offre des cimes granitiques de plus de 2600 mètres, altitude inconnue dans tout le reste de la chaîne carpathique. Enfin la même impression se confirme quand, au cœur même de la Transylvanie, on voit surgir jusqu'à 1850 mètres le massif des *Monts métallifères*, offrant un mélange de schistes archéens et de formations secondaires plissées avec pointements basaltiques.

Il est impossible de ne pas reconnaître, dans ces diverses apparitions, les tronçons d'une zone montagneuse centrale, disloquée par les effondrements qui ont produit la dépression hongroise, et qui ont été accompagnés, d'une façon constante, par des manifestations volcaniques imposantes; nous voulons parler de ces grands épanchements trachytiques, semés autour du Tatra et à travers la Transylvanie par les volcans de l'époque néogène, qui par leurs solfatares ont engendré la richesse métallifère de ces contrées.

Grès carpathique. — D'ailleurs, si l'on étudie la composition des Beskides et des Carpathes jusqu'à la Bukovine, on les voit presque exclusivement formés de ce *grès carpathique*, mélangé de schistes marneux, et qui, comme le grès de Vienne dont il est la continuation, est un *flysch* crétacé et tertiaire. De là cette conclusion que, dans la portion carpathique des Alpes, la zone cristalline

centrale est en grande partie effondrée. Ce qui est resté continu, c'est le prolongement du bord plissé intérieur de la *zone préalpine*, c'est-à-dire des *Préalpes*. Et si, entre cette zone et les restes de la précédente, on ne trouve pas de représentants des Hautes Alpes calcaires, ce n'est pas seulement parce que l'effondrement les a entraînés : c'est aussi parce que, sur l'emplacement de la Hongrie, il existait autrefois un territoire émergé, qui déviait les mers au sud comme au nord ou ne leur laissait qu'un étroit passage.

Pour la même raison, quand, en Bukovine, l'archéen prend part à la constitution de la chaîne proprement dite, comme il fait d'abord jusqu'aux sources du Maros, puis d'une façon continue dans les *Alpes transylvaines*, c'est à peine si un étroit ruban de calcaires secondaires vient s'intercaler entre les micaschistes et les grès tertiaires.

Particularités des Carpathes. — L'analogie que nous venons d'établir entre les Carpathes et les Préalpes se poursuit jusque dans les détails de la structure. En effet, depuis Neumarkt (Galicie) jusqu'à Szeben près Saros (Haute-Hongrie), on voit se poursuivre, dominant les plaines doucement ondulées du grès et du schiste, une suite d'îlots rocheux et calcaires, surgissant de la façon la plus inattendue, comme des récifs au milieu d'une mer. Ce sont les *Klippes* (*Klippen*), restes morcelés d'une chaîne de calcaires secondaires plissés, qui existait à cette place, probablement à la fin de l'éocène; chaîne que l'érosion avait en grande partie aplanie, transformée en archipel, et que les dernières poussées orogéniques ont jetée au milieu des plis du flysch carpathique, comme les blocs *exotiques* des Préalpes romandes et allemandes.

Les Carpathes proprement dits, depuis le Tatra jusqu'à la Bukovine, offrent une grande régularité, précisément parce que le flysch y règne sans partage. On y distingue une foule de petits chaînons, laissant entre eux des vallées longitudinales, mais toujours assez courts pour permettre aux rivières tributaires de la Theiss ou du Dniester de les franchir aisément.

Les plis réguliers de la zone gréseuse et schisteuse donnent naissance, suivant la résistance des roches, à deux catégories enchevêtrées de paysages distincts. Le grès, dont la désagrégation fournit une terre peu fertile, est au contraire propice à la végétation forestière, et d'immenses étendues de bois, naguère sans clairières, garnissent la chaîne, s'avançant au loin dans l'intérieur comme vers le sud, où ces forêts justifient le nom de *Transylvanie*.

Au delà de la chaîne, dès qu'on a dépassé le sillon néogène pré-

carpathique, les vallées, par exemple la haute vallée du Dniester, laissent voir sur leur fond les couches sensiblement horizontales des terrains primaires. Ainsi, dès la Galicie, c'est contre la plate-forme russe qu'est venu buter, sans l'entamer, l'effort du plissement carpathique.

Quant à la *Silésie*, c'est un pays de transition où le massif, stable et vierge de plissements, de la Russie, se soude à la partie articulée, disloquée et soulevée de l'Europe.

Bukovine, Banat. — Un changement marqué se produit dans l'allure des Carpathes dès qu'on atteint la Bukovine. Les chaînons cessent d'être réguliers ; le massif se dilate et la direction tourne au sud-sud-est. C'est qu'ici apparaît un massif archéen, et avec lui reviennent des représentants des terrains secondaires, qui se retrouvent encore dans les *Monts de Bihar* et dans le *Banat*.

Le *Banat* forme un massif orographique très compliqué, à fond de gneiss, avec des terrains secondaires en plis serrés. Son importance est grande, en ce qu'il marque le point où les Alpes transylvaines se courbent brusquement suivant une direction nord-sud. Or cet accident paraît avoir été préparé de longue date. Une faille de même alignement court, sur 78 kilomètres, à travers tout le Banat, isolant à l'ouest un massif archéen aux formes doucement arrondies, contre lequel viennent buter tour à tour, arrivant du nord-nord-est, les plis qui affectent le calcaire crétacé et le jurassique.

Sur tout ce parcours, la fente est jalonnée par les racines profondes de divers épanchements éruptifs, qui paraissent s'être produits aux temps tertiaires, et ont modifié les calcaires en les minéralisant. Le même fait se renouvelle au delà du Danube. Par conséquent, d'une part, le changement de direction des plis, au passage des Alpes transylvaines aux Balkans, paraît être la répercussion d'un accident bien plus ancien ; et d'autre part, l'existence de cette dislocation, combinée avec celles qu'a fait naître sa rencontre par le bourrelet carpathique, peut expliquer pourquoi le Danube a su franchir la chaîne dans ces parages, mieux préparés que d'autres, par leur morcellement, à laisser s'accomplir le travail de l'érosion.

Rapports des Carpathes avec les Alpes transylvaines. — En tout cas, l'existence des couches secondaires dans le Banat, et le fait, reconnu par M. Loczy[1], que le massif transylvanien de Bihar

1. Voir Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 288.

est contourné, au sud comme à l'est, par une bande de flysch avec *Klippes* calcaires, semble indiquer que la continuité de la chaîne carpathique, ou du moins d'un de ses rameaux, pourrait être cherchée au nord du Banat, après la coupure si nette où coule le Maros. Ce qui est certain, c'est que les *Alpes transylvaines*, où l'archéen affleure presque seul à l'ouest, ont une structure spéciale et très peu conforme à celle des chaînes alpines. Elles paraissent aussi affectées de dislocations importantes, à en juger par cette gorge transversale de la Tour-Rouge, que l'Olt ou Aluta réussit à s'ouvrir, juste au pied du Mont Negoï (2536 mètres), pour arriver au Danube après avoir drainé l'angle sud-est de la Transylvanie.

Du reste, il ne faut pas oublier non plus que l'histoire des Alpes transylvaines doit être très ancienne, et que peut-être le cours de l'Olt était dessiné dès l'époque où une première chaîne se dressait au nord du Banat. Depuis lors, bien des mouvements se sont produits, et tandis que, dans les Alpes orientales proprement dites, l'horizontalité des dépôts du miocène tout à fait supérieur n'a pas été dérangée, les dislocations des Carpathes du sud ont agi jusque pendant l'époque pliocène. Il est donc possible que la surrection définitive du bourrelet transylvain ait trouvé la vallée de l'Olt suffisamment indiquée pour que celle-ci ait pu maintenir son tracé par un approfondissement graduel.

Ce qui rend cette hypothèse assez vraisemblable, c'est que le défilé de l'Olt comprend, en réalité, deux gorges profondes, correspondant à la traversée de deux chaînes parallèles, entre lesquelles s'étend une région moins haute, avec petite vallée longitudinale, comme s'il y avait eu deux poussées distinctes, dont la dernière aurait ajouté une ride au sud de la précédente.

M. Uhlig[1] a d'ailleurs montré que les Carpathes portaient la trace d'au moins trois périodes de dislocation : la première, de date comprise entre le crétacé et le tertiaire ; la seconde, la plus importante, contemporaine de la fin de l'oligocène ; la troisième, datant des derniers temps néogènes. Ainsi l'apparente continuité du croissant carpathique, entre les Beskides et les Portes de Fer, ne doit pas être interprétée dans ce sens, que la chaîne se serait dressée d'un seul coup avec cette courbure, et il y a là, comme dans les Alpes, superposition d'efforts qui se sont produits à diverses époques.

1. *Jahrbuch der K. K. geol. Reichsanstalt*, 1888, p. 258.

Plaine hongroise. — La *plaine hongroise* est le résultat d'un effondrement, au moins relatif, survenu au milieu de l'arc alpin oriental. Mais ce qui la distingue, c'est que la chaîne cristalline plissée, qu'elle a partiellement entraînée dans sa chute, ne devait pas être flanquée du côté de la dépression par une très puissante série sédimentaire. Elle formait probablement le bord disloqué d'un massif archéen qui, à en juger par ce qu'on observe à Fünfkirchen comme au Banat, ne se laissait pas envahir au milieu par les mers jurassiques.

Le cours de la Drave, de Varasdin à la Theiss, paraît dessiner très exactement le bord de ce massif ancien. En effet, au sud, dans ce qu'on appelle parfois la *Mésopotamie croate*, entre la Drave et la Save, plusieurs chaînons alignés se succèdent : ceux d'Ivanscica et de Bilo, de Pozega, enfin de Fruska Gora. Dans les premiers, les dolomies du trias et les calcaires secondaires apparaissent, associés au granite et à l'archéen. Dans le dernier, isolé au milieu d'une grande plaine de néogène et d'alluvions, les schistes micacés se montrent avec des serpentines, du terrain houiller et du crétacé. On reconnaît donc ici la cause du changement de direction que les plis alpins ont éprouvé, en rencontrant l'angle de l'ancien massif. Tandis qu'un faisceau s'en allait au nord-est, par la forêt de Bakony, rejoindre le Matra, un autre était dévié au sud-est et allait engendrer les chaînes dinariques, encore plus fortement déviées au sud à la rencontre du noyau archéen de la Serbie et du Rhodope.

Les effondrements hongrois ne se sont d'ailleurs pas produits tout d'un coup. Le premier, en faisant naître le bassin de Vienne, laissait la mer miocène entrer dans la région ; plus tard, c'est avec les dépressions orientales que la cuvette hongroise communiquait, et c'est au milieu des sédiments déposés durant cette période que s'est creusé, par un nouveau mouvement du sol, le bassin où les eaux, de plus en plus dessalées, ont subsisté jusqu'à la fin de l'ère tertiaire. La Basse-Hongrie, avec la Slavonie, a donc été un lac, jusqu'au jour où le Danube a réussi (probablement dans les temps quaternaires), à s'ouvrir par érosion le remarquable défilé des Portes de Fer, après avoir répandu en avant d'énormes quantités d'alluvions. Alors, sur le fond desséché et encore salin de l'ancienne cuvette, où la pente de la Theiss, pour les 260 kilomètres de son cours inférieur, est inférieure à 1 pour 15 000, s'est établie la steppe, entremêlée de sables mouvants, avec les nombreuses flaques d'eau qui signalent l'*Alföld* et ses abords.

Quant aux lacs Balaton et Neusiedl, ce sont évidemment des restes de l'ancienne couverture lacustre; mais l'alignement manifeste du premier au pied de la forêt de Bakony, les émanations salines qui s'y font jour, les débris volcaniques qu'on y recueille, enfin, pour le second, sa situation devant l'effondrement viennois, donnent à penser que les dislocations ont été pour quelque chose dans le dessin de ces cavités.

La partie haute de la plaine hongroise ou *Felföld* est un plateau de sables, grès et marnes néogènes en couches horizontales, où les rivières ont dû, par suite de la chute de la partie basse, découper leurs lits suivant une direction est-ouest. La pente rapide de ces rivières, descendant des Carpathes ou du massif intérieur transylvanien, leur a imprimé un régime torrentiel, par suite duquel elles ont peu à peu repoussé vers l'ouest la Theiss, qui recevait leur tribut.

VINGT-TROISIÈME LEÇON

LA RÉGION MÉDITERRANÉENNE

Définition de la région. — La *région méditerranéenne*, située au sud de la grande chaîne alpine, mais placée tout entière dans la zone d'influence des plissements qui ont dressé cette chaîne, est surtout remarquable par les dislocations, accompagnées d'effondrements, auxquelles est dû le dessin de ses péninsules. De l'Espagne jusque par delà le Caucase, elle forme un tout très homogène, auquel se rattache absolument la zone montagneuse de l'Atlas, et dont l'Asie Mineure fait également partie. C'est par excellence la région européenne des tremblements de terre. Sans qu'il soit besoin de faire appel à la géologie, l'histoire suffit pour prouver à quel point tout le territoire est instable. Voilà pourquoi, n'ayant pas égard ici à la division habituellement respectée de l'Europe, de l'Asie et de l'Afrique, nous décrirons ensemble et successivement : 1° la péninsule italienne; 2° la péninsule balkanique[1]; 3° le massif de l'Asie Mineure et du Caucase; 4° la chaîne de l'Atlas africain.

Péninsule italienne. Aperçu général. — La *péninsule italienne* constitue un territoire absolument différent de tous ceux que nous avons jusqu'à présent étudiés. Les anciens compartiments de l'écorce terrestre (la chaîne des Alpes étant mise à part) n'y apparaissent que dans une proportion presque insignifiante. Les terrains qui en forment la masse sont essentiellement jeunes. Ainsi les deux tiers de l'Italie, les quatre cinquièmes de la Sicile, montrent des formations postérieures au début du tertiaire. La

1. Ici, comme auparavant pour l'Espagne, nous nous sommes servi avec grand profit des chapitres consacrés par M. Theobald Fischer à l'Italie et à la presqu'île des Balkans dans la *Länderkunde* de Kirchhoff.

colonne vertébrale de la péninsule, la chaîne de l'Apennin est peut-être la plus récente de toutes les arêtes hydrographiques du globe, du moins dans son relief actuel; car le dernier des étages tertiaires, le pliocène, y est porté à des hauteurs de 1000 mètres, et tout porte à croire que ce relief est encore en voie de modification.

Comme d'ailleurs les terrains de l'Apennin sont, pour la plupart, de ceux qui n'ont pas eu le temps de se consolider par la lente circulation des dissolutions dans leur masse, cette chaîne offre aux eaux courantes une proie particulièrement facile. Les torrents délaient les argiles, provoquent d'énormes glissements, et sèment à leurs embouchures de grandes quantités d'alluvions; de telle sorte que la jeunesse du territoire s'affirme, aussi bien par la facilité avec laquelle il se dégrade que par le rapide accroissement des rivages où débouchent les cours d'eau. Les volcans viennent encore ajouter à cette instabilité, par les accumulations qu'ils édifient et par les secousses dont leurs éruptions sont accompagnées.

A la différence de tant d'autres pays, où les plaines jouent un grand rôle, l'Italie est avant tout un pays de montagnes et de collines. On n'y trouve ni plateaux ni pénéplaines; et les plaines basses, quand il y en a, sont de formation très récente, aboutissant toutes à des marécages littoraux ou à des lagunes.

Enfin le contour de cette grande langue de terre, les deux promontoires accentués qu'elle envoie de part et d'autre du golfe de Tarente, l'arc qu'elle décrit de Naples à la Sicile, les volcans actifs qui marquent le bord de cette courbe, et la profonde fosse maritime qui longe le rivage napolitain, attestent que l'Italie ne peut devoir son isolement qu'à d'importantes fractures, suivies d'effondrements.

Plaine du Pô. — Deux divisions se partagent la presqu'île italienne : la *région du Pô* et la *région de l'Apennin*.

La région du Pô est un ancien golfe de l'Adriatique, devenu terre ferme à la fois par soulèvement et par comblement. La mer le remplissait à l'époque pliocène, et les dépôts marins qu'elle a laissés s'y retrouvent, en débris non dérangés, au pied des Alpes, où ils forment de basses collines ne dépassant pas l'altitude de 500 mètres. Depuis leur soulèvement, les glaciers et les torrents se sont appliqués à combler la cuvette : si bien que, dans le Modénais, à 9 kilomètres au sud du Pô, la sonde accuse plus de 200 mètres d'alluvions, *toutes d'origine alpine*. C'est qu'en effet,

à l'époque glaciaire, les torrents issus des Alpes envoyaient dans la dépression des masses d'eau très chargées de débris; tandis qu'aujourd'hui, les principales rivières du nord n'arrivant à la plaine qu'après s'être purifiées dans des lacs, les torrents de l'Apennin luttent contre elles avec avantage, repoussant peu à peu le fleuve dans la direction du nord.

En revanche, l'inverse se produit en Piémont, où les rivières alpines, de beaucoup les plus fortes, rejettent le Pô sur sa rive droite. En venant ainsi, près d'Alexandrie, à la rencontre du Tanaro, le Pô a donné à cette rivière un renouveau de force, qui lui a permis de pousser ses eaux de tête à travers les hauteurs du Montferrat, jusque vers les Alpes, en opérant la conquête du cours d'eau qui descendait de Mondovi à Turin. Déjà à Alba, le haut Tanaro coule à 90 mètres plus bas que l'ancien lit par où il se rendait primitivement au nord, en passant par Bra, Sommariva et Carmagnola[1].

La grande activité sédimentaire des fleuves alpins ne pouvait manquer de se traduire par une conquête sur le domaine maritime, et cette conquête se montre d'autant plus importante que l'endiguement des rivières ne leur permet plus de colmater leurs bords. C'est ainsi que, depuis les temps historiques, la côte de l'Adriatique a gagné, avec le delta actuel du Pô, tout l'espace où s'étendent aujourd'hui les lagunes du littoral, entre Ravenne et le golfe de Trieste. Au cours de ce travail, le tracé des lits fluviaux a subi de nombreuses modifications.

Le golfe du Pô lui-même est le résultat de l'effondrement qui s'est produit au bord du croissant alpin, et par suite duquel le revêtement méridional de la voûte cristalline est tombé si bas, qu'aucun vestige n'en est demeuré visible entre les Alpes maritimes et le lac Majeur.

Quant au massif du Montferrat, où le miocène en couches inclinées affleure entre 653 et 716 mètres, sur les collines de la Superga et de Moncalieri, près de Turin, ce serait une sorte de prolongement de l'Apennin, égaré au milieu de la dépression piémontaise.

Ceinture de la plaine. Vicentin. — Le paysage des plaines du Pô passe à celui des montagnes environnantes par l'intermédiaire d'une ceinture de collines, édifiées au pied du croissant alpin par les anciens glaciers. Quelques-unes de ces accumulations gardent

1. Th. Fischer, *op. cit.*

des proportions considérables, et engendrent de grands *amphithéâtres morainiques*[1], comme celui de la Doire Baltée près d'Ivrée, qui ne représente pas moins de 70 kilomètres cubes et atteint dans la Serra une puissance de 500 mètres. D'autres ont des formes plus adoucies, comme les collines de Solferino, qui entourent le lac de Garde.

En avant de ces moraines, toujours reconnaissables à leurs formes, s'étendent les cailloutis déposés par les torrents glaciaires. Maintes fois remaniés, ces cailloutis se sont de plus en plus étalés vers le sud, et c'est à cela qu'est due la pente transversale si progressive de la vallée du Pô. Du Tanaro au Tagliamento, on ne reconnaît pas moins de 28 cônes de déjection distincts, recouverts de loess[2] et où parfois les graviers se montrent fortement cimentés. Quelques rivières les franchissent par des rapides.

La surface de ces conglomérats étant perméable, les eaux s'y infiltrent jusqu'aux couches argileuses du fond. De là, elles vont sortir un peu plus au sud, engendrant un niveau de sources, bien marqué de Magenta, par Vérone, jusqu'à Udine. C'est la *ceinture des fontanili*, qui fournissent l'élément des irrigations dont bénéficient les plaines lombardes.

Dans le *Vicentin*, on voit surgir, au milieu de la plaine des alluvions vénitiennes, un élément topographique tout à fait adventif. Au pied des monts Lessini, comme dans les monts Berici et dans le massif des monts Euganéens, une grande activité éruptive s'est donné carrière au commencement de l'époque tertiaire, au voisinage de la cassure des Judicaries et au pied du massif des dolomies tyroliennes. Mais tout était fini avant le grand soulèvement alpin, si bien qu'il n'y a plus de cratères reconnaissables, et que seules quelques sources d'eau chaude font cortège aux ruines des anciennes coulées, qui se dressent sur une base de sédiments allant du jurassique à l'éocène. Ainsi ces éruptions ont dû accompagner la formation de quelque chaîne ancienne, par exemple de celle dont les débris auraient engendré les *klippes* des Préalpes suisses.

Apennin. Dessin général. — L'*Apennin* offre un dessin orographique assez simple, et dans cette chaîne, qui forme si exactement et avec tant de continuité la dorsale de la péninsule, on pourrait se croire fondé à soupçonner un anticlinal, de part et d'autre duquel les couches soulevées plongeraient en sens inverse.

Il n'en est rien pourtant, et la chaîne doit son allure actuelle à la

1. Voir plus haut, p. 221. — 2. Th. Fischer, *op. cit.*

superposition de deux genres d'efforts : un plissement relativement ancien, qui paraît être du même âge que celui des Pyrénées, c'est-à-dire de la fin des temps éocènes; et des ruptures par suite desquelles des terrains très récents, tels que le pliocène, ont été soulevés jusqu'à 1000 et 1200 mètres, soit en demeurant horizontaux, soit en éprouvant un simple mouvement de bascule, en masse et sans plis.

Or, d'après ce que nous savons, tout plissement suppose un massif résistant contre lequel des sédiments plastiques sont refoulés. Où donc était ce massif en Italie?

Traces de l'ancienne Tyrrhénide. — Il n'en existe plus que des ruines, qui apparaissent sur la côte de Toscane, sous forme d'affleurements archéens et primaires, pour se retrouver en Calabre et dans le nord-est de la Sicile. L'île d'Elbe se relie à ces noyaux toscans, ainsi que les îlots qui l'entourent, et qui reposent comme elle sur un même socle, à moins de 200 mètres de profondeur. Capraja, qui appartient à ce groupe, n'est séparée que par une fosse très étroite du socle commun à la Corse et à la Sardaigne, l'une et l'autre presque exclusivement formées de terrains primaires très analogues à ceux de la Toscane. Ainsi se justifie l'hypothèse de Savi et de M. Suess, celle d'une *Tyrrhénide*, récemment effondrée en partie, après avoir servi de noyau au sol italien.

A quel point la séparation de ces territoires est de fraîche date, c'est ce dont témoigne la riche faune de mammifères quaternaires, ours, cerfs, antilopes, trouvée dans l'îlot de Pianosa, où le lapin subsiste aujourd'hui à grand'peine. Mais on sait qu'un seuil immergé relie la Sardaigne à l'Afrique, et que la Sicile s'y rattache bien mieux encore du côté de Tunis, par des fonds de moins de 500 mètres. Si de plus on observe, avec M. Forsyth Major[1], que la faune de Corse et de Sardaigne est bien plus africaine et espagnole qu'italienne; que celle de la chaîne métallifère de Toscane, et même aussi sa flore, ont plus de rapports avec l'île d'Elbe et la Corse qu'avec l'Apennin; enfin que les *pierres vertes*, formation bien caractéristique de l'archéen des Alpes, se trouvent à la fois dans les Alpes maritimes, la Corse, la Toscane, même la Calabre, l'hypothèse de la Tyrrhénide prendra de plus en plus de vraisemblance.

Détails sur les dislocations du sol italien. — La dislocation et l'effondrement partiel de ce territoire auraient commencé vers la

1. *In* Fischer, *op. cit.*

fin des temps secondaires, pour ne s'achever qu'avec l'ère quaternaire, engendrant deux fosses, ligurienne et tyrrhénienne, sans compter celle, si marquée, qui sépare la Sardaigne des Baléares; et c'est parce que la Tyrrhénide s'affaissait et se morcelait peu à peu que les plis de l'Apennin ne se seraient pas dressés contre elle en rides comparables aux Pyrénées.

Une série de cirques d'affaissement ont mordu sur la côte italienne entre la Toscane et la Sicile, et le long des cassures qui les limitaient, des volcans se sont installés, Vésuve, Lipari, Etna, etc.; alors que, comme contre-partie de l'effondrement, quelques-uns des dépôts jetés par la mer pliocène à l'est de l'ancienne chaîne apennine, non seulement émergeaient, mais se voyaient portés à de grandes altitudes. En même temps la Sicile, déjà séparée de l'Italie par la cassure de Messine, était privée de toute liaison avec l'Afrique, dont s'isolaient aussi la Corse et la Sardaigne, séparées de la Toscane depuis les temps pliocènes.

Des mouvements aussi récents ne peuvent avoir dit leur dernier mot; aussi, pendant que les atterrissements des rivières, joints aux tufs volcaniques, comblaient plusieurs des anciens cirques, notamment celui de la *Campanie*, l'histoire n'a cessé d'enregistrer des tremblements de terre désastreux, surtout le long de la cassure circulaire allant du Vésuve à l'Etna; ainsi le séisme de 1688, qui fit 20 000 victimes dans la Campanie et la *Basilicate*; celui de 1693, qui, autour de l'Etna, détruisit 49 agglomérations, en tuant 73 000 habitants; le tremblement de terre de la *Calabre*, qui en 1783 anéantit 109 villes ou villages, en faisant 32 000 victimes; celui de Potenza en Basilicate, survenu en 1857, et qui causa 10 000 morts, etc. Partout, c'est la mise en évidence de l'instabilité de cette pointe de la Calabre, où des cassures si visibles se croisent autour des noyaux archéens d'Aspromonte et de la Sila.

Le seul volcan, d'ailleurs éteint, qui soit à l'est des Apennins, est le Vultur. Quand il était actif, il se trouvait sur le bord du bras de mer pliocène longeant la plate-forme de la Pouille, et que marque une ligne de dislocation. Beaucoup plus au nord, les *salses* et les terrains ardents du Modénais sont aussi sur le côté extérieur de la chaîne, mais dans le domaine de l'effondrement alpin.

Apennin septentrional. — La chaîne des Apennins commence au col de Giovi, à l'extrémité d'un petit massif archéen, et débute par l'*Apennin ligure*, suivi de l'*Apennin étrusque*. Tous deux abondent en serpentines, qui percent des sédiments surtout éocènes, ayant le même *facies* que le flysch du sillon préalpin.

Les plis sont très nets dans cette partie de la chaîne, et ils sont parallèles, mais décrochés en coulisse. On voit chaque crête principale perdre de sa hauteur, vers le sud-est, laissant le rôle de ligne de partage à une chaîne plus orientale. M. de Stefani[1] a compté 28 plis, se décrochant ainsi entre Pise et Florence. Le plus long a 95 kilomètres. Par ce décrochement, la ligne de partage, qui à Gênes se trouvait à 10 kilomètres de la côte ligurienne, est, aux sources du Tibre, éloignée de 150 kilomètres de la mer Tyrrhénienne.

Le côté extérieur de la chaîne, où le soulèvement tardif s'est seul manifesté, ne présente que des vallées conformes à la pente générale, et qui toutes aboutissent au Pô. Sur le versant opposé, ce sont les plis qui déterminent la direction des cours d'eau; ceux-ci coulent dans des vallées synclinales, qui autrefois formaient des lacs, et se déversent aujourd'hui dans la mer de Toscane[2].

A l'extrémité de l'Apennin ligure vient se coller contre le rivage le petit massif des *Alpes Apuennes*, isolé de l'Apennin par un sillon que la mer pliocène a utilisé. C'est un district très disloqué, où se montrent des terrains fort anciens, mais dont la caractéristique, au point de vue topographique, est donnée par les belles masses calcaires du trias et du jurassique inférieur. Ces calcaires, devenus des marbres, forment les montagnes de Carrare et de Massa.

Les montagnes de Pise en sont le prolongement, mais bien différent comme nature de roches. Au devant de l'Apennin étrusque s'étend un assez vaste territoire montueux, parcouru par une dépression que l'Arno supérieur arrose, et où le Tibre coule en sens inverse. C'est par là que la mer pliocène a passé. Le lac de Trasimène y est logé. Ce bras de mer contournait la *Chaîne métallifère*, riche en minerais divers, et ses dépôts ont fini par souder entre eux, sur la terre toscane, un certain nombre d'îlots, où les sédiments sont de divers âges, mais ne remontent pas au delà du carbonifèrien.

Apennin moyen. — L'*Apennin moyen*, divisé en *romain* et *abruzze*, se fait remarquer par les hauts sommets de ses chaînes calcaires, à noyau triasique, dont les formes hardies et sauvages contrastent avec les profils adoucis des roches tendres du tertiaire. Les vallées y sont étroites et plusieurs des territoires calcaires offrent les particularités génériques du Karst[3].

1. *Le Pieghe delle Alpi Apuane.* — 2. Th. Fischer, *Grundzüge zur Bodenplastik Italiens* (*Verhandl. des 10ten, Geographentags*, Berlin, 1893). — 3. Voir plus haut, p. 242.

L'Apennin romain est encore assez nettement plissé ; dans l'Apennin transtévérin, on distingue deux ou trois séries de dômes, qui se recourbent nettement vers le sud-sud-est, comme si, à travers la mer, ils allaient rejoindre la Tunisie. Les plissements s'atténuent beaucoup dans la chaîne des *Abruzzes*, où l'on trouve surtout des failles, le long desquelles les compartiments ont joué. On voit encore quelques rivières y couler longitudinalement entre deux chaînons ; mais le nombre des cassures transversales augmente. Cela tient non seulement à la nature moins souple des assises, mais aussi à l'approche du territoire de grandes dislocations qui embrasse toute l'extrémité de la péninsule.

La haute terre plissée de l'*Ombrie* et le plateau montueux, difficile d'accès, des *Abruzzes*, où les calcaires crétacés dominent, et que prolongent à l'ouest les plis aplatis des *Monts de la Sabine*, séparent l'Apennin moyen du *Latium*, abondant en produits volcaniques. La *Campagne Romaine*, faite de tufs imperméables, est une steppe sans habitants, à cause des émanations marécageuses, mais où se dresse l'oasis des *Monts Albains*, formant un grand cirque avec un cratère central, d'où les laves ont coulé, et près duquel s'ouvrent les lacs-cratères d'Albano et de Nemi. Les volcans du Latium, qui édifiaient encore des tufs aux premiers siècles de Rome, ont couvert, réunis à ceux de la Toscane méridionale, un espace énorme de leurs puissantes accumulations, aidant ainsi la terre ferme à conquérir un espace notable sur la mer. A la suite viennent les *Marais Pontins*, où les dunes empêchent l'écoulement des eaux d'un sol sans pente, que limitent les Monts Lepini, au sol calcaire.

Apennin napolitain. — Tandis que, dans l'Apennin septentrional, les plis étaient toujours visibles, quoique souvent décrochés en escalier, la partie méridionale de la chaîne, bien qu'encore plissée, est surtout caractérisée par son état de morcellement. Il n'y a plus de chaînons parallèles, et des massifs, les uns calcaires, les autres cristallins, surgissent, formant parfois de hautes surfaces. On sent qu'on approche d'un terrain essentiellement disloqué. Deux divisions s'y reconnaissent, séparées par la puissante coupure du Crati, trace d'un ancien golfe pliocène. Ce sont l'*Apennin napolitain* et l'*Apennin calabrais*.

Le premier est principalement calcaire, et les failles qui disloquent le terrain se traduisent souvent par de blanches murailles, polies et miroitantes.

A l'ouest apparaît l'ancien cirque volcanique de la *Campanie*, entouré de calcaires coupés net en falaises, et se prolongeant

jusqu'à Capri. Il y eut là à la fois soulèvement d'un golfe et remplissage par des dépôts volcaniques, qui donnent au pays une grande fertilité. Cette riche plaine, la plus étendue de l'Italie après celle du Pô, est séparée de Naples par les *Champs phlégréens*, abondants en manifestations volcaniques de date récente, et au delà desquels se dresse le Vésuve.

Contre l'Apennin napolitain s'appuie la *Pouille*, qui semble devoir être rattachée au promontoire du mont Gargano. C'est une plate-forme de calcaire crétacé compact, absorbant si bien les eaux que depuis l'Ofanto jusqu'à Otrante on n'y voit pas un seul fleuve. Cette plaque est limitée au sud-ouest par un ruban pliocène, trace d'un ancien détroit, contre lequel elle se relève sous un angle notable par des escarpements qui ont jusqu'à 200 mètres. Ce sillon est suivi par le Locone et le Basentiello.

Il est probable que la plate-forme de la Pouille et du Mont Gargano s'avançait au nord dans ce qui forme aujourd'hui l'Adriatique, jusque vers le parallèle d'Ancône. Le long du littoral, à cette hauteur, la vague rejette souvent un sable dur, de provenance archéenne. Les conglomérats tertiaires des monts de Pesaro, et les marnes miocènes du sud de la Romagne, renferment des fragments de schistes cristallins. Tout cela semble dénoter, conformément à l'hypothèse de Neumayr, une *Adriatide* aujourd'hui effondrée[1].

Apennin calabrais. — L'Apennin calabrais débute par le district essentiellement triasique, avec versants éocènes et crétacés, de la Basilicate et de la Lucanie, dont le point culminant est au Monte Pollino (2271 m.). On y trouve de grandes étendues désertes, aux cimes abruptes et anguleuses, et quelques cours d'eau profondément encaissés. Par endroits, le pays est un vrai Karst, et les dolines (*vacanti*) sont fréquentes au Cozzo Pellegrino. C'est là qu'éclate principalement l'absence, ou du moins le peu d'importance, des phénomènes de plissement. C'est aussi en Calabre que le pliocène a été soulevé jusqu'à 1000 mètres.

Dès le début de la péninsule calabraise, la profonde coupure du Crati, ancien détroit pliocène, vient interrompre le massif triasique de la Lucanie. Mais de l'autre côté apparaît la masse granitique de la *Sila*, s'élevant jusqu'à 1900 mètres et qui, par ses formes arrondies et ses larges vallées, fait un contraste marqué avec les déserts calcaires de la région précédente. L'ancien détroit

1. Stefano Traverso, *Soc. ligustica di. sc. naturali*, 1896.

pliocène de Catanzaro interrompt la Sila; mais le granite se retrouve au cap Vaticano. Enfin au sud se dresse le massif gneissique d'Aspromonte (Montalto, 1958 m.), bordé, au sud et à l'est, par une frange continue de dépôts éocènes et crétacés disloqués. Là aussi, le pliocène supérieur a été porté, en couches horizontales, à 1000 mètres d'altitude[1].

Sicile, Malte. — L'archéen se retrouve encore dans le massif péloritain de Messine, de sorte que tout ce territoire calabrais et sicilien oriental représente les restes d'une ancienne terre, contre laquelle le trias venait s'appuyer à l'ouest, et qui a été morcelée par une série de cassures, déjà bien dessinées à l'époque pliocène.

Quant à la Sicile elle-même, elle laisse voir, en plus d'un point, des formations triasiques qui se relient, comme facies, à celles de la Lucanie et de l'Apennin. En dehors de l'Etna, toute l'île est un chaos de collines arrondies, où, le plus souvent, les formations se montrent de plus en plus récentes à mesure qu'on s'avance vers le sud.

L'île de Malte et celle de Lampédouse offrent, comme la Sicile, dans les fentes de leurs calcaires tertiaires, les restes de nombreux mammifères, éléphants, hippopotames, etc., de la faune africaine. L'âge tout à fait récent des dislocations qui ont séparé ces îles de l'Afrique est prouvé par la situation qu'occupent en Sicile certains dépôts marins quaternaires, portés au mont Cicci à près de 400 mètres d'altitude.

L'Etna occupe le centre d'un ancien golfe cratériforme, qu'il a entièrement rempli de ses projections, au-dessus desquelles il a peu à peu édifié, par un mélange de laves, de tufs et de scories, le gigantesque cône de 3300 mètres qui s'y dresse aujourd'hui.

Péninsule balkanique. Aperçu général. — La péninsule balkanique[2], prise dans son acception la plus large, commence au point où les plis des Alpes orientales, rencontrant le massif ancien de la *Croatie*, ont été obligés de s'infléchir au sud-est pour former les *chaînes dinariques*. Dans ce parcours, ils sont venus se heurter contre un autre noyau archéen encore plus considérable, celui qui embrasse une partie de la Serbie et le Rhodope avec le Despoto-Dagh. Alors ils ont dû se jeter au sud-sud-est, dans l'Albanie, l'Épire et la presqu'île hellénique. Pendant ce temps la poussée carpathique, déjà infléchie par le Banat et rencontrant le bord septentrional du Rhodope, se résolvait dans la chaîne des *Balkans*.

1. Cortese, *Memorie descrittive della Carta geol. d'Italia*, IX, 1895. — 2. Voir pour plus de détails Th. Fischer, *Kirchhoff's Länderkunde*, *Europa*, II, 2.

D'un autre côté, tandis que les plissements dinariques et helléniques avaient agi sur des sédiments calcaires en grandes masses, alternant avec des couches plus flexibles, la prédominance des terrains anciens assignait aux dislocations balkaniques un tout autre caractère, et les effondrements y prenaient une plus grande amplitude.

De là résulte une division naturelle du territoire en deux parties : l'une occidentale, essentiellement plissée et alignée du nord-nord-ouest au sud-sud-est, qui se poursuit de l'Illyrie à l'extrémité du Péloponèse; l'autre orientale, où les plis ne manquent pas, mais où les alignements, dirigés de l'ouest à l'est, sont souvent interrompus par des bassins affaissés. Les terrains secondaires dominent presque exclusivement dans la première moitié, ainsi que les calcaires, qui impriment à toute la bande une physionomie très uniforme. Les roches cristallines surtout abondent dans la partie orientale, à l'exception de la fosse danubienne, où la mer crétacée a fait une incursion avant l'invasion des eaux tertiaires.

Région du Karst. — La séparation de la région dinarique commence dès le Frioul, et se prononce avec beaucoup de netteté entre la Save et la pointe de l'Istrie. Sur toute cette étendue, que n'a pas touchée l'effondrement du Pô, apparaît le régime des calcaires compacts, qui a été la forme normale de la sédimentation méditerranéenne pendant les temps secondaires. Ainsi à partir de Laibach en Carniole, on voit se succéder les calcaires du trias, ceux du jurassique inférieur, enfin les grandes masses du calcaire compact crétacé du *Karst* ou Carso de l'Istrie. Seulement, dans les plis synclinaux ou concaves de ce dernier s'intercalent des rubans du flysch tertiaire, qui a été disloqué avec lui; et cette association, qui va continuer à se produire dans toute la zone dinarique, sera la seule cause de variation du paysage. En effet le flysch, étant marneux et sableux, engendre des formes douces et des oasis arrosées au milieu des plateaux uniformes, fissurés et arides, de ce qu'on appelle à juste titre, par extension d'une désignation locale, la région *Karstique*.

Cette bande, dont la largeur atteint jusqu'à 180 kilomètres, s'étend avec les mêmes caractères sur la Carniole, l'Istrie, la Croatie, la Dalmatie, le bord de la Bosnie, l'Herzégovine et même le Monténégro, où commence la déviation des plis vers le sud. Sur toute cette longueur, elle se ressent à la fois du plissement régulier des assises, et des cassures ou plutôt des brusques genoux ou *flexures* qui ont produit la division du massif en bandes parallèles,

dont chacune est abaissée relativement à la précédente. Les escarpements sont absolument francs, parce que la masse calcaire était épaisse et compacte; et les dernières bandes viennent plonger, avec des bords en falaises souvent abruptes, sous les flots de l'Adriatique, dont la forme actuelle est précisément due à cette dislocation.

La simplicité de construction de la contrée dinarique comporte un grand développement des vallées longitudinales; mais le dessin de beaucoup d'entre elles est inachevé, malgré la forte quantité de pluie que reçoit le pays, à cause de la nature et de l'état de dislocation des calcaires, qui facilite la perte des eaux, la création de rivières souterrraines, l'effondrement de grottes, la production à l'extérieur d'entonnoirs ou *dolines*[1]. Heureusement le voisinage de la mer et la douceur du climat, malgré les rigueurs de la *bora* ou vent d'hiver, permettent à la végétation forestière de prendre possession même des plateaux; et sans le déboisement inconsidéré de la contrée, on n'y trouverait pas de ces déserts de pierres comme ceux qui aujourd'hui s'y rencontrent trop souvent.

Côte dalmate. Date de sa dislocation. — Par l'effet de la submersion partielle de la chaîne plissée et disloquée des Alpes dinariques, la mer, pénétrant largement dans quelques-unes des vallées synclinales, n'a laissé émerger que le bord relevé des compartiments. Ainsi la côte dalmate a été découpée en une infinité d'îles alignées et de promontoires longitudinaux, qui constituent le *type dalmate* des rivages maritimes[2], type dont l'estuaire de la Kerka, les bouches de Cattaro et les îles liburniennes offrent des exemples achevés.

Même il y a des auteurs[3] qui, se fondant sur l'analogie du plateau de la Pouille avec les gradins calcaires de la Dalmatie, admettent que cette partie de l'Italie, y compris l'éperon du mont Gargano, était, à l'époque pliocène, directement reliée à la côte dalmate, dont elle aurait été séparée depuis lors par l'effondrement adriatique.

En faveur de cette manière de voir, on peut alléguer que la plate-forme de la Pouille est longée, comme nous l'avons déjà dit, par un sillon très net et rectiligne où a passé la mer pliocène. Or ce détroit prolonge exactement la fosse sous-marine si accusée du golfe de Tarente; et il est parallèle à la direction des plis dinariques.

1. Voir plus haut, p. 245. — 2. Voir plus haut, p. 279. — 3. Suess, *Antlitz der Erde.*

D'ailleurs aucune des îles de la Dalmatie ne porte de dépôts marins appartenant au tertiaire supérieur. De tels dépôts ne commencent à se rencontrer que sur l'île de Pelagosa, située au milieu même de l'Adriatique, et qui marquerait l'une des pointes méridionales de l'ancien continent dalmate.

La dislocation qui a produit cet état de choses est évidemment très peu ancienne; car dans l'île dalmate de Lesina, on a trouvé des brèches ossifères avec restes de cheval, de bison, de rhinocéros. Il en est de même pour le petit récif de Silo, qui pourtant est aujourd'hui submergé à haute mer, et le chacal existe encore sur beaucoup des îles de cet archipel.

En outre, la fréquence des tremblements de terre, sur le littoral oriental de l'Adriatique, montre que le sol y doit être encore en mouvement. Bellune en 1873, Agram en 1880 et Laibach en 1894 en ont fait la douloureuse expérience; et chaque fois, l'étendue embrassée par le phénomène était beaucoup trop grande pour qu'il fût permis de l'attribuer à une cause locale.

Bosnie. Monténégro. Albanie. — Le parallélisme si net des chaînons dinariques se trouble singulièrement dans l'intérieur de la *Bosnie*; c'est qu'ici un noyau primaire vient former le centre du massif. Mais, de l'autre côté, la symétrie se reconstitue, les montagnes calcaires reparaissent, puis les chaînes de flysch avec serpentines, enfin les collines néogènes, aboutissant aux plaines d'alluvions de la Save.

Le Monténégro présente un intérêt particulier, parce que c'est là que se prononce la réduction de largeur des plis dinariques, qui de 180 kilomètres se réduisent à 70 en heurtant le massif archéen du Skhar, en même temps que leur direction dévie vers le sud-sud-est. Ce changement peut expliquer l'allure extraordinairement tourmentée du massif dolomitique du Dormitor (2700 m.).

On peut distinguer dans la région : les montagnes côtières, d'un type intermédiaire entre les chaînes et les plateaux; la vraie Montagne Noire, plateau essentiellement karstique, dont la formation a été favorisée par le peu d'inclinaison des masses calcaires : enfin, à l'intérieur, les Brdas ou Hautes-Montagnes.

D'après M. Hassert[1], on constate que l'effort orogénique a plissé les schistes tendres du flysch plus que les calcaires, et les calcaires en petits bancs plus que les masses à stratification confuse.

Avec l'*Albanie* continue la déviation méridionale des plis,

1. *Petermann's Mitteilungen, Ergänz.*, n° 115 (1895).

repoussés par le massif ancien du Rhodope. Dès l'entrée du pays, le Drin se fraye un chemin à travers les chaînes calcaires, par un canyon de 1000 mètres de profondeur. La région se distingue par la netteté de ses bassins d'effondrement, compris entre les hautes chaînes calcaires, et dont nous avons déjà parlé à propos des *lacs dessarétiques*[1]. Aussi ce territoire rude, au sol pierreux de calcaire crétacé, pauvre en surfaces cultivables, au régime hydrographique capricieux, est-il divisé en vallées indépendantes et difficilement accessibles, même de la mer, le long de laquelle règne une bande plate insalubre. Mieux que toute autre, la région a pu se conserver intacte, n'ayant rien à offrir qui parût compenser les difficultés d'une conquête. Dans son district le plus fermé, le pays des Mirdites, véritable citadelle de la haute Albanie[2], des apparitions de serpentine, en dressant d'énormes rochers au milieu des calcaires, sont venues ajouter un nouvel élément à ce qu'on peut appeler la sauvagerie du paysage.

L'Albanie confine à l'Épire, qui participe des mêmes caractères. Mais avant de descendre aussi loin vers le sud, il convient d'achever l'examen des parties orientales de la péninsule balkanique.

Massifs anciens de la péninsule balkanique. — Ces parties orientales elles-mêmes comportent une double division : à savoir le massif ancien de la *Serbie*, de la *Macédoine* et de la *Thrace*, d'une part; la chaîne des *Balkans* avec la fosse danubienne, d'autre part. Le massif ancien, surtout archéen, est traversé par une sorte de dépression longitudinale, où coulent d'un côté la Morava, de l'autre le Vardar, rivières que ne sépare aucun faîte, et dont le cours traverse plusieurs petits bassins d'effondrement, que des lacs tertiaires ont remplis. Il est impossible de ne pas rapprocher cette structure de l'affaissement qui a créé le golfe de Salonique avec la mer Égée, et dont nous parlerons un peu plus loin.

A l'est de la dépression du Vardar s'élève rapidement, à partir de la Strouma, le massif du *Rhodope*, formé surtout de gneiss et de granite, qu'un trachyte tertiaire a brisés en y faisant naître de hautes cimes. Peu varié en lui-même, et dépourvu de formes tranchées, il se maintient, en dehors de quelques cimes imposantes, comme le Muss-Alla (2930 m.), le Rilo (2673 m.), le Vitosch (2290 m.), à une hauteur moyenne de 1000 mètres, et a mieux que toute autre partie du noyau ancien de la péninsule gardé les caractères d'une pénéplaine.

1. Voir plus haut, p. 137. — 2. Reclus, *l'Europe méridionale*, p. 178.

Balkan. — Le *Balkan* présente une grande analogie avec les Carpathes[1]. Ces deux chaînes touchent par leur flanc septentrional une plate-forme de craie, ainsi qu'un ruban de flysch, comprimé entre le bord de cette plate-forme et celui d'un massif ancien méridional. De même aussi, sur son flanc sud, le Balkan laisse voir des tufs et des éruptions andésitiques.

Le noyau cristallin et granitique de la chaîne est bien un fragment du massif archéen du Rhodope, qui vient s'intercaler comme un coin, entre les sédiments de la Serbie orientale et de la Haute-Mésie, d'une part, et le Balkan occidental, de l'autre. Longtemps le massif s'était étendu comme un continent jusqu'au Danube et même au delà. Puis, brisé en compartiments, il a vu le bord septentrional de ce qui subsistait se plisser sous la forme du Balkan, tandis qu'une cassure est-ouest s'ouvrait dans le voisinage, et que, le long de cette cassure, le massif du Rhodope dressait, à 20 kilomètres de distance de la chaîne principale, l'escarpement archéen de la *Sredna Gora* ou *Anti-Balkan*.

Entre les deux arêtes, sur l'emplacement de la cassure, s'est dessinée sur 100 kilomètres une vallée longitudinale étroite, et qui est jalonnée par des éruptions volcaniques récentes, ainsi que par des sources thermales. La haute Toundja suit cette vallée, sans cesse rejetée contre l'Anti-Balkan par les torrents qui descendent de la haute crête opposée.

Le Balkan tombe à la mer au cap Éminé, au nord duquel apparaissent, autour de Varna, des dépôts tertiaires offrant de grandes analogies avec ceux de la Crimée[2], où les montagnes de la Tauride doivent être considérées comme la suite de l'accident balkanique.

Très abrupt au sud, le Balkan s'incline beaucoup plus doucement au nord, où l'archéen disparaît de suite sous une couverture de sédiments secondaires fortement plissés, dont l'élément principal est le calcaire crétacé. Cette formation redevient horizontale sous la plaine de *Bulgarie*. Elle descend au Danube par un versant assez raide, de 150 mètres de hauteur verticale, et à 40 ou 50 kilomètres du fleuve, tout disparaît sous le limon, non sans laisser percer, de temps à autre, quelque petit pointement basaltique[3], qui semble indiquer qu'entre la Bulgarie et la Roumanie, il y a autre chose qu'une simple vallée d'érosion.

La grande différence de niveau dont disposent les eaux, entre le

1. Franz Toula, *Geologische Untersuchungen im östlichem Balkan*, 1896. — 2. Toula, *Eine geologische Reise in der Dobrudscha*, Wien, 1893. — 3. M. Toula en a compté 8 sur 40 kilomètres.

Danube et la crête du Balkan, fait que les rivières descendant de cette chaîne sont de suite très encaissées. Même à Tirnova, la Jantra franchit dans le calcaire crétacé un défilé aux murailles verticales. Aussi les routes, ayant trop de difficultés à vaincre pour suivre les vallées, se tiennent-elles de préférence sur les plateaux intermédiaires. Cependant l'Isker est la seule rivière qui, à la faveur d'un col, ait pu faire remonter son lit au delà de la crête, opérant à son profit la conquête d'une partie du bassin de Sofia.

Bassins d'effondrement. — Comme contre-partie du relèvement des Balkans, trois bassins d'effondrement se sont formés : au nord-ouest, sur le flanc du massif, à sa jonction avec la chaîne dérivée du Banat, le *bassin de Sofia*, avec ses sources chaudes; entre l'Anti-Balkan et le Rhodope, le *bassin de la Haute Maritza* ou de Philippopoli; enfin, vers l'extrémité de la Thrace, et sur le cours inférieur de la même Maritza, le *bassin d'Andrinople*, que des collines tertiaires isolent de la mer Noire comme de la mer de Marmara.

Les deux dernières cuvettes consistent en de grandes plaines d'alluvions, ne laissant apparaître le tertiaire que sur leurs bords. La première, dont le fond est parfois percé par son substratum cristallin, est un pays de *terre noire*; la seconde est une vraie steppe, avec des bruyères recouvrant un terrain de sable et de cailloux[1].

Dobroudja. Roumanie. — Un très curieux territoire est celui de la Dobroudja, qui oblige le Danube à faire un double coude rectangulaire, avant de pouvoir édifier son delta. Au sortir des plaines d'alluvions, le fleuve heurte tout d'un coup le bord d'un plateau calcaire; et quand il réussit à en sortir, c'est en contournant la petite montagne de Matchin, qui s'élève à 500 mètres. La Dobroudja consiste en un plateau de calcaire crétacé compact, recouvert d'une couche épaisse de loess, ce qui ne l'empêche pas d'être une véritable steppe, où les eaux s'infiltrent sans pouvoir ruisseler.

Cette plaque calcaire bute à Matchin contre un îlot disloqué d'archéen, de granite, de trias et de jurassique, couronné par du crétacé horizontal. M. Suess a fait observer que cet accident n'avait rien d'alpin ni de carpathique; que la dislocation paraissait y avoir précédé le jurassique supérieur (circonstance également réalisée en Crimée), et que la direction générale était celle du Caucase.

1. Fischer, *op. cit.*

En Roumanie, la *Valachie* présente un grand développement des derniers sédiments du miocène, notamment des couches sarmatiennes qui, redressées au bord des Alpes transylvaines, dépassent 800 mètres au Botana. En *Moldavie*, les couches du même âge sont parfois affectées d'inclinaisons de 15 et même 35 degrés[1]. Ces dislocations doivent être mises en rapport avec celles de la Crimée, qui ont créé le sillon du Danube antérieurement à l'effondrement central de la mer Noire et à sa jonction avec la Méditerranée[2].

Péninsule hellénique. Épire. Pinde. — Nous arrivons maintenant à la péninsule hellénique. Elle se compose d'une partie continentale, comprenant l'Épire, la Thessalie, l'Étolie et la Béotie, et d'une partie presque insulaire, le Péloponèse ou Morée, à peine reliée à l'autre par l'isthme étroit de Corinthe.

La haute terre de l'*Épire*, prolongement direct de l'Albanie, a comme elle ses montagnes plissées de la chaîne dinarique, et son sol calcaire qui en fait un vrai Karst. Mais ce caractère est adouci par de grandes vallées longitudinales, qui à l'ouest sont ouvertes dans les schistes tendres du flysch, et par un climat beaucoup plus doux, combinant les influences méridionales avec celles du nord. Les étés sont moins secs qu'en Grèce, et grâce aux pluies d'orage, l'eau ne fait jamais défaut.

Le massif du *Pinde*, où se prolongent aussi les plis dinariques, est formé de calcaires bien stratifiés, fortement plissés, coupés de gorges dont la profondeur atteint parfois 1000 mètres; nulle part il ne s'y trouve de fond plat.

Thessalie et régions voisines. — Les bourrelets du Pinde se sont dressés contre le territoire archéen de la *Thessalie*, assemblage, analogue à la Thrace, de petits bassins séparés par des chaînes basses, où les dépressions sont extrêmement fertiles; mais la végétation y est contrariée par le contraste d'hivers froids avec des étés brûlants et secs. L'Olympe, l'Ossa et le Pélion se dressent sur sa côte orientale si rectiligne, accusant la cassure qui a entraîné le reste du massif sous les flots de la mer Égée. Toute cette partie de la Grèce se ressent de l'uniformité de son sol, et d'un contour extérieur qui la rend très peu accessible.

L'Othrys limite au sud la Thessalie; c'est une chaîne est-ouest de sédiments, dont les plis, contournant le noyau archéen, se raccordent très progressivement avec la chaîne S.-S.-E. du Pinde[3]. Il y a là une véritable *virgation*, suivant le mot de M. Suess.

1. Lehmann, *Kirchhoff's Länderkunde*, II, 2. — 2. Voir plus haut, p. 378 — 3. Philippson, *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin, 1894, 1895.

Cette virgation a pour effet de faire passer les bourrelets dinariques orientaux, par le nord de l'Eubée, les îles Skopelos, Scyros et Lemnos, à la côte orientale des Dardanelles, c'est-à-dire aux plis de l'Asie Mineure. La chaîne en question est d'ailleurs pincée entre deux massifs archéens; au nord celui du Rhodope, au sud celui des Cyclades, tous deux effondrés au voisinage de la chaîne et morcelés en fragments.

Au sud de l'Othrys, la Béotie conserve, dans ses plis, la même direction générale, avec convexité tournée au sud. Mais ici les plis sont compliqués d'une série de zones de fractures, de directions concordantes, celle d'Atalanti, celle de la Béotie, celle du golfe de Corinthe et du golfe d'Égine. Là débute le régime de la Grèce méridionale, dont le trait essentiel est un extrême morcellement. Ce morcellement, très récent, commence à s'accuser dès l'Attique, par les cassures est-sud-est qui isolent ce pays de l'Eubée, et qui sont complètement indépendantes des alignements tectoniques antérieurement acquis par le territoire.

Péloponèse. — Le *Péloponèse* ou *Morée* est remarquable par la combinaison de directions de plis se rapportant aux chaînes dinariques avec des effondrements qui ont pénétré profondément à l'intérieur du pays.

Les chaînes du Péloponèse central, celles de l'Achaïe, de l'Arcadie et de la Laconie, forment un système où l'éocène et l'oligocène jouent un rôle important et qui, se recourbant au sud-est, avec convexité tournée vers le midi, forme, avec les îles de Crète et de Rhodes, une ceinture autour de l'ancien massif de l'*Égéide* de M. Philippson[1].

Le même auteur distingue, sous le nom de système de la Grèce occidentale, l'ensemble des plis très serrés, d'alignement méridien presque invariable, avec tendance au renversement vers l'ouest, qui se poursuit sur tout le rivage de la mer Ionienne. Nulle part le substratum cristallin n'y affleure; le flysch, les calcaires éocènes et ceux du crétacé y jouent un grand rôle, et les zones tectoniques se suivent avec une grande continuité. C'est le système de plissements le plus récent de la Grèce. Il est d'ailleurs accompagné, au large, par un escarpement sous-marin prodigieusement abrupt, qui se prolonge de la mer Ionienne par la Crète jusqu'à Rhodes; si bien qu'à 12 kilomètres seulement de l'île de Sapienza (Messénie), on trouve déjà des fonds de 3666 mètres. Les effondrements qui

1. *Ann. de géogr.*, 1898, p. 112.

ont créé les golfes de la Messénie, de la Laconie et de l'Argolide, profonds par endroits de 1000 mètres, partent de cette cassure comme appendices latéraux, et les tremblements de terre de la région démontrent que tout mouvement n'y est pas encore apaisé.

Ce qui est surtout caractéristique, c'est le mode de division des péninsules méridionales sous forme de promontoires conjugués, ressemblant aux doigts d'une main; de là vient le nom de *chiragratique*, appliqué par M. Suess à ce genre de contours, dont le trait essentiel est que les promontoires ainsi isolés ne sont pas de simples langues de terre, mais des arêtes montueuses aux bords très escarpés. De plus, le phénomène est indépendant de la nature des roches découpées. C'est au premier chef une structure d'effondrement, engendrée par un effort assez puissant pour n'avoir pas eu à compter avec la résistance spéciale les terrains traversés.

Cyclades. Mer Égée. — Le morcellement hellénique est surtout marqué dans les Cyclades. Le terrain archéen se montre dans toutes ces îles, à l'exception de leur extrémité sud-est, ainsi que dans l'est de l'Attique et le sud de l'Eubée. Au nord il paraît s'étendre jusque près de Scyros. Il y a donc là un noyau montagneux fort ancien, longtemps resté à l'état de continent, et maintes fois soumis à de fortes compressions[1]. Morcelé aujourd'hui par une série de cassures et d'effondrements, il est bordé, au nord, par des plis qui relient l'Othrys à l'Asie Mineure, tandis qu'au sud-est, à Santorin et Amorgos, se dessine une autre bande plissée, entourant la partie méridionale du massif pour se recourber le long de l'Asie Mineure en une chaîne nord-sud.

D'après cela, on peut dire que les plis dinariques subissent une triple virgation, d'abord dans l'Othrys, qui se relie aux Dardanelles; puis dans la chaîne de Santorin, qui unit les plis de l'Argolide à ceux du rivage asiatique; enfin dans la courbe qui va de la Messénie à Rhodes; les intervalles compris entre ces arcs, tous convexes vers le sud, étant des aires prédestinées à l'effondrement.

La date de cet effondrement est d'ailleurs très récente; car à la fin de l'époque tertiaire, le territoire de la *Mer Égée* appartenait au continent, et était occupé par des lacs d'eau douce, dont les dépôts se montrent aujourd'hui tranchés à pic par les falaises de l'île de Cos.

La péninsule de la *Chalcidique*, au nord de la fosse égéenne septentrionale, présente, au plus haut degré, la forme chiragra-

1. Philippson, *Ann. de géographie*, 1898, p. 120.

tique des presqu'îles du Péloponèse. Là aussi, des arêtes élevées et étroites, comme celle qui porte le Mont Athos, sont séparées par des golfes profonds. Là aussi la constitution géologique est sans rapport avec la direction des effondrements.

La chute des compartiments égéens, le long de cassures marquées, en Eubée et en Attique, par la direction actuelle des rivages, et encore sujettes à des mouvements (témoin le tremblement de terre de la Locride en 1894), a eu pour résultat, d'abord la dislocation de tout le district, ensuite la pénétration de la Méditerranée dans le bassin de la Mer Noire, où vivait alors une faune caspique, que cette invasion a tuée. Le groupe éruptif de Santorin, et le petit îlot trachytique de Méthana, dans le golfe d'Égine, où l'activité volcanique a duré jusqu'au IIIe siècle avant Jésus-Christ, se relient à ces dislocations, qui paraissent dater des temps pleistocènes, et par lesquelles les dépôts pliocènes ont été portés en certains points à 1800 mètres d'altitude. C'est aussi à cette époque que se place l'émersion de l'isthme de Corinthe.

Caractère des dépressions helléniques. — Tandis que les bassins d'effondrement des territoires calcaires du nord sont demeurés isolés et circonscrits, ceux de la Grèce ne le sont qu'en partie, et un grand nombre aboutissent directement à la mer en golfes plus ou moins profonds : tels le golfe de Volo, la dépression du Sperchios, les plaines du Céphise et du Copaïs, celles qui entourent le golfe d'Égine, etc. De plus, ces bassins, sous le chaud soleil du midi, avec leurs hivers doux et pluvieux, suivis d'étés brûlants, deviennent des territoires très fertiles. De sorte que la Grèce offre les contrastes les plus extrêmes dans le relief, le contour, le climat et les conditions de la vie. Des montagnes véritablement alpestres, des déserts de pierres difficilement accessibles, où les eaux se perdent après avoir formé des marécages aux exhalaisons pernicieuses, côtoient des districts de riches moissons, où s'étale la végétation du midi, et que découpent de nombreuses baies d'accès facile. En somme, comme le dit M. Philippson[1] : « une foule de districts séparés et de paysages contrastants, le tout inondé de lumière par un clair soleil, tel est le caractère de la Grèce méridionale et le principe de son développement ».

Asie Mineure. Alpes pontiques. — L'Asie Mineure est un plateau coupé de dépressions, dont plusieurs sans écoulement, et encadré de tous côtés par des hauteurs qui, à l'est comme à l'ouest,

1. *Verhandlungen der Ges. für Erdkunde*, Berlin, 1894.

forment des massifs confus, tandis qu'au nord et au sud elles se réunissent en chaînes de plis bien caractérisées.

La chaîne du nord, haute en moyenne de 2000 mètres, mais avec quelques sommets beaucoup plus élevés, est celle des *Alpes pontiques*, qui tombent brusquement vers la Mer Noire. Si l'arc convexe de la Paphlagonie, formé surtout de sédiments d'âge crétacé, peut être regardé comme se rattachant au Balkan par la bande houillère et crétacée d'Héraclée, l'arc concave de Trébizonde, plus élevé et plus raide, représente le bord d'un cirque d'effondrement, jalonné d'ailleurs par de nombreux pointements volcaniques.

A la faveur de la grande différence de niveau dont ils disposent, plusieurs fleuves échancrent la chaîne, tout en se conformant, pendant une partie de leur cours, aux plis longitudinaux, et parviennent ainsi à drainer la moitié du plateau.

Taurus. — La haute chaîne du *Taurus*, dessinant en Cilicie un arc concave vers le nord, joue, relativement à la Méditerranée, le même rôle que les Alpes pontiques par rapport à la Mer Noire. Arrivée sur le prolongement de la côte de Syrie, elle se trouble et, après s'être laissé croiser par l'*Anti-Taurus*, bute par une série indécise de hauteurs contre le Kourdistan, ayant enfermé, au centre de l'*Anatolie*, la dépression sans issue de la *Lycaonie*, steppe saline où des dépôts tertiaires, la plupart d'eau douce et très récents, recouvrent un fond presque exclusivement primaire.

Du côté opposé, c'est-à-dire en Phrygie, le Taurus semble aussi se résoudre en chaînons d'apparence désordonnée, qui enferment entre eux un assez grand nombre de cavités d'effondrement. C'est qu'ici les dépôts tertiaires manquent le plus souvent, de sorte que la topographie est commandée par un fond primaire très disloqué, où les roches présentent d'assez grandes différences de dureté, et s'entremêlent de nombreux pointements éruptifs plus récents. Il en résulte pour les rivières un parcours sinueux, qui trouve son expression la plus nette dans le célèbre *Méandre*.

Ces caractères persistent sur toute la partie occidentale de la péninsule, et établissent son analogie avec la Thessalie et la Thrace. La *Propontide* ou Mer de Marmara est une de ces cavités d'effondrement, tardivement envahie par l'eau salée à la suite des dislocations de l'archipel hellénique. Les nombreux tremblements de terre de la région de Smyrne indiquent combien le sol de ces pays est encore peu stable.

Après avoir dessiné une pointe au nord-ouest, où elle se heurte contre un pays disloqué, à cavités lacustres, la chaîne du Taurus

se recourbe brusquement au sud-ouest en Lycie : de là, par l'île de Rhodes et une série de bas-fonds, elle se relie à la Crète, qui elle-même n'est que le prolongement recourbé des chaînes du Péloponèse; comme si le tout ensemble, d'âge crétacé prédominant jusqu'à Rhodes, délimitait le contour de l'ancien massif des Cyclades, maintenant réduit à quelques ruines.

Les hautes montagnes de la Lycie, dont plusieurs dépassent 3000 mètres, ne sont jamais éloignées de la côte de plus de 30 kilomètres, et le panorama du golfe de Makri est, selon M. Tietze, comparable à celui des lacs du nord de l'Italie. Aucune formation sédimentaire récente ne borde la côte, souvent exposée à des tremblements de terre. Mais l'influence des mouvements tectoniques récents est encore mieux visible dans la côte occidentale, si rectiligne, du golfe d'Adalia, où l'évent volcanique des Chimères atteste une cassure au pied du puissant Tachtaly (2380 m.).

L'île de Chypre se fait remarquer par son bord septentrional montagneux, où les plis du crétacé et du flysch épousent absolument la courbure du Taurus cilicien. Elle se relie, par le long promontoire du cap Saint-André, avec la chaîne d'Alexandrette, qui elle-même rejoint le prolongement du Taurus vers le Kourdistan. Ainsi se complète le bourrelet extérieur de l'ancien massif oriental, au sud duquel commence le régime orographique africain.

Sur le prolongement de la côte syrienne se dressent les bourrelets, nettement alignés au nord-est, de l'*Anti-Taurus*, offrant plusieurs vallées longitudinales, tributaires de la Méditerranée. Avec ces chaînes, qui brisent si bien le Taurus proprement dit, commence un tout autre régime, caractérisé par une dislocation presque linéaire, celle qui, par la dépression de l'Oronte, puis par celle du Jourdain et de la Mer Morte, se poursuit jusqu'à la Mer Rouge. C'est le *Ghor*, dont la partie septentrionale, entre Homs et le Mont Hermon, porte le nom de *Coelésyrie* ou *Syrie creuse*. Le Ghor est un véritable fossé, compris entre deux lignes de hauteurs, par exemple le *Liban* et l'*Anti-Liban*, et produit par un effondrement survenu sur l'emplacement d'une brusque inflexion. L'ouverture de cette dislocation a été accompagnée de divers phénomènes volcaniques. Mais elle fait partie d'un ensemble essentiellement africain, et nous y reviendrons ultérieurement.

Kourdistan, Arménie. — Le *Kourdistan* et l'*Arménie* forment un véritable nœud, où viennent se souder la chaîne bordière de la Mer Noire, le prolongement du Taurus, les chaînes de la Perse

méridionale, enfin les montagnes de l'Elbourz, qui sont à la Mer Caspienne ce que les chaînes septentrionales de l'Asie Mineure étaient au Pont-Euxin. Ces arêtes divergentes enferment dans leur intérieur des bassins déprimés ; ainsi la *Lycaonie* en Asie Mineure, les cuvettes des lacs de Van et d'Ourmia dans le cœur même du nœud orographique où s'est déployée la grande activité volcanique dont l'Ararat marque le centre. Le lac de Van s'est formé par suite du barrage que la coulée de lave du Nimroud Dagh est venue jeter en travers de la plaine qui s'étendait entre Van et Mouch.

Quant à la *Mésopotamie*, située à l'extérieur des chaînes en question, elle joue un rôle analogue à celui du sillon préalpin au nord des Alpes et des Carpathes.

Par sa tendance à enfermer des dépressions elliptiques entre des arcs montagneux qui s'écartent d'un nœud commun pour se rapprocher ensuite, l'Asie Mineure est vraiment propre à servir de trait d'union entre l'Asie, où domine cette structure, et la péninsule balkanique, dont l'Anatolie reproduit les principales particularités.

Anti-Caucase, Caucase. — Au nord du centre éruptif si particulièrement disloqué de l'Arménie, où de véritables cirques enferment des lacs, comme le Sevanga ou Goktcha, à 1932 mètres d'altitude, se dessine une chaîne, portant des volcans de 3000 mètres et plus, semés surtout à son extrémité occidentale; c'est l'*Anti-Caucase*, au pied duquel apparaît la dépression si rectiligne de la *Géorgie*. Là deux fleuves, le Rion et la Koura, se dirigent en sens inverse l'un de l'autre, séparés par un seuil où l'altitude n'atteint pas 700 mètres.

Une telle dépression n'en fait que mieux ressortir la magnificence de la muraille qui apparaît de l'autre côté, celle du *Caucase*, avec ses cimes dont sept dépassent l'altitude de 5000 mètres (l'Elbrouz a 5646 et le Kazbek 5043 mètres). Sur 1000 kilomètres, ce formidable rempart dresse en ligne droite sa crête dentelée comme une scie, où nombre de cols sont à plus de 3000 mètres au-dessus de la mer. A voir cette arête se profiler ainsi, et en constatant sur une carte géologique que son noyau culminant, archéen et primaire, est entouré sur les deux versants par des auréoles allongées de sédiments jurassiques, crétacés et tertiaires, on pourrait se croire fondé à penser qu'on a devant soi le type d'un bourrelet anticlinal de plissement.

Cependant la seule inspection d'une bonne carte topographique, en montrant combien le versant méridional est plus raide que l'autre, suffit à faire deviner une dyssymétrie notable. De plus la

structure de la chaîne est moins simple qu'elle ne paraît au premier aspect.

D'abord, sur le versant nord, on la voit se décomposer en bourrelets parallèles, quelques-uns presque aussi hauts que l'arête principale et tous coupés à pic au sud, tandis qu'au nord ils sont en pente douce. Le mieux marqué est la chaîne extérieure, la quatrième, qui se prolonge jusque dans le bassin du Kouban.

En outre, le tiers oriental de la chaîne n'a pas d'axe archéen. Les assises secondaires s'y développent en plis nombreux sur le versant nord, avec une altitude progressivement croissante, en s'appuyant sur un axe dévonien. Mais le versant sud tombe brusquement vers la Géorgie par une série de grandes cassures. Ainsi la dépression de la Koura est une vallée de fracture.

A l'ouest, un peu avant le Kazbek, le noyau archéen et primaire apparaît pour devenir bientôt culminant. Mais d'une part il est *renversé sur les sédiments secondaires* de son auréole méridionale, et de l'autre ses cimes principales, l'Elbrouz et le Kazbek, sont d'anciens volcans, nés après la surrection de la chaîne, quand celle-ci était déjà découpée par des vallées, que leurs laves ont en partie comblées. La production de ces volcans est évidemment en rapport avec l'immense faille de la Géorgie, faille sur le caractère de laquelle les sources thermales, les émanations d'huile minérale et les tremblements de terre ne permettent pas de se méprendre. Cela seul suffit pour établir une différence capitale entre le Caucase et les Alpes.

Flanc nord du Caucase. Caspienne. — D'autres circontances méritent encore d'attirer l'attention. Sur le flanc nord du Caucase, l'orographie, d'accord avec la stratigraphie, fait ressortir deux épanouissements triangulaires du massif montagneux, qui se touchent à Vladicaucase et ont leurs sommets, le premier vers Piatigorsk, le second dans le Daghestan, vers le coude du Soulak. Les affleurements du terrain tertiaire contournent ces triangles, dessinant comme le revêtement de deux marches d'escalier; et c'est sur le flanc oriental du second épanouissement que les dépôts du miocène supérieur, c'est-à-dire de l'ancienne mer sarmatienne, ont été relevés à plus de 2000 mètres, par un mouvement dont la faille de la Géorgie formait vraisemblablement la contre-partie.

En outre il y a lieu de signaler l'aspect tout particulier du district de Piatigorsk. Une steppe du caractère le plus monotone, au fond constitué par des marnes tertiaires, est dominée çà et là par des éminences coniques, disséminées sur sa surface comme des taupi-

nières, et dont la plus importante, le mont Bechtaou, s'élève à 1398 mètres d'altitude. Quelques-unes sont remarquablement abruptes, notamment le Mont Kouma ou Mont-poignard, qui surgit tout d'un coup de la plaine comme un obélisque. Toutes sont des culots d'une roche éruptive, intermédiaire entre le trachyte et la granulite, et qui paraît avoir monté dans la profondeur, à la façon des *laccolithes* américains, soulevant en dôme et crevant par endroits les couches crétacées et tertiaires[1].

Jusqu'à l'aurore des temps actuels, les steppes comprises entre la mer d'Azof et la Caspienne étaient occupées par une grande nappe d'eau. Les affluents actuels du Terek et du Kouban s'y rendaient directement, descendant du Caucase, par des vallées parallèles. Quand les steppes s'asséchèrent, tous durent se réunir en deux bassins, l'un occidental, l'autre oriental, suivant une même direction parallèle à la chaîne. C'est ainsi que les cours d'eau de la première section se sont trouvés ramassés par le Kouban, les autres par le Terek. Seulement, pour ce dernier, les affluents de plus grand débit ont réussi à imposer pour quelque temps leur direction. Ainsi, au point où le Terek reçoit le Baksan, originaire des environs du Kazbek, il subit une brusque inflexion vers le nord[2].

On sait que la portion méridionale de la *Mer Caspienne* est sensiblement plus profonde que le reste. Deux fosses y existent, dont l'une descend à 1124 mètres au-dessous de zéro; la première de ces fosses est en face de Derbent, l'autre, plus considérable, devant le delta de la Koura et de l'Araxe. Cette dernière est la suite de l'effondrement géorgien, comprise entre la chaîne de l'Elbourz, d'une part, et le prolongement affaissé du Caucase, de la presqu'île d'Apchéron au grand Balkan. Le volcan du Demavend se dresse au bord de cette cassure, comme les cratères d'Arménie accompagnent la dislocation géorgienne, et le tremblement de terre de 1895 a prouvé que l'équilibre de cette portion de l'écorce terrestre était encore très instable.

Chaînes africaines. Atlas tellien. — La région de l'Atlas est la seule partie de l'Afrique où l'on ait affaire à des plis de date relativement récente. Brusquement tranchée à l'est par la côte de la Tunisie, elle forme, relativement au continent africain, une sorte de hors-d'œuvre, que tous ses caractères rattachent à l'Europe méridionale.

On distingue le *petit Atlas* ou *région du Tell* (d'où le nom

1. Voir plus haut, p. 109. — 2. Fournier, *Annales de géographie*, 1897.

d'*Atlas tellien*), qui longe la Méditerranée, et l'*Atlas saharien*, que borde immédiatement le grand désert. Entre les deux s'étend une suite de hautes plaines, accidentée de quelques rides montagneuses et de dépressions avec lacs salés ou *chotts*.

Sur le rivage méditerranéen, depuis la frontière de Tunisie jusqu'aux colonnes d'Hercule, on voit affleurer en maint endroit le terrain archéen, le plus souvent sous la forme de promontoires, et bien des fois interrompu par des dépôts tertiaires. C'est dans le massif gneissique de la Kabylie que cette formation est le mieux développée.

Au delà s'étend un ruban de grès rouges et de conglomérats, de la fin des temps primaires. Puis viennent les hautes crêtes calcaires de l'Atlas tellien, c'est-à-dire une bande très disloquée, où apparaissent surtout les terrains tertiaires, crétacés et jurassiques. En arrivant au Maroc, ce bourrelet contourne nettement la bande archéenne et primaire du littoral, et, se recourbant au nord, va rejoindre les plis de l'Andalousie.

L'Atlas tellien s'explique donc par la résistance d'un massif ancien, aujourd'hui effondré, entre l'Algérie d'un côté, l'Espagne et les Baléares de l'autre; massif dont il ne reste plus que quelques ruines sur le rivage, et dont l'écroulement aurait déterminé les épanchements de nature volcanique disséminés sur la côte africaine, notamment à l'île de la Galite, à Dellys, près d'Oran et aux îles Zaffarines.

De cette façon, comme l'a remarqué M. Suess[1], les conditions de l'Atlas sont très analogues à celles de l'Apennin, où une bande secondaire et tertiaire appuie ses plis contre les ruines de l'ancienne Tyrrhénide.

Atlas saharien. — Dans l'*Atlas saharien* on voit surtout affleurer les terrains crétacés et jurassiques. En dehors du plissement proprement dit, qui est de l'âge des Alpes, il s'est produit une dislocation, affectant les dépôts pliocènes, et le long de laquelle le bord du désert s'est effondré relativement à l'Atlas.

Du reste, la direction de l'Atlas saharien n'est pas identique avec celle de l'Atlas tellien. Les deux chaînes se rapprochent dans l'est et finissent par se toucher en Tunisie. Là les massifs du Djebel Serdj et du Zaghouan se dressent comme de hautes murailles, relevées par une cassure nord-est qui, au Zaghouan, met les calcaires marbres du jurassique en contact avec l'éocène, avec un

1. *Antlitz der Erde*, I, p. 297.

rejet au sud-est, dont l'amplitude ne serait pas inférieure par places à 1500 mètres[1]. D'après M. Haug, cette cassure résulterait de l'effondrement de la moitié d'un dôme, et les plis, en ce point, se recourberaient au nord, pour aller rejoindre, non la Sicile, mais l'Italie transtévérine, de manière à encadrer l'ancienne Tyrrhénide suivant une direction plus conforme à celle de la Sardaigne.

Région des hautes plaines. — Entre les deux chaînes de l'Atlas s'étend la *Région de l'alfa*, suite de hautes plaines, d'une altitude voisine de 1000 mètres, où les terrains jurassiques et crétacés ne sont affectés que de très larges ondulations. Il s'agit là d'un pays originairement plissé, mais dont le modelé est resté inachevé, en raison de l'insuffisance des précipitations atmosphériques. A une époque où elles étaient plus abondantes, les rides montagneuses de la région ont été dégradées, et les produits de cette destruction, en comblant les intervalles des rides, ont engendré les hautes plaines, toujours sensiblement plus larges que les chaînons qui en émergent. Les cuvettes qui subsistent, entourées de steppes, abritent des *chotts*, c'est-à-dire des lacs salés d'où l'eau disparaît en été.

Suivant la quantité de pluie qu'elles reçoivent aujourd'hui, les hautes plaines demeurent cultivables, comme celles de Sétif ou de la Tunisie centrale, ou sont seulement des steppes, comme c'est le cas le plus fréquent.

Le type des hautes plaines est réalisé par les *Ksour* de la province d'Oran[2].

Cependant il s'en faut de beaucoup que toute la région soit privée d'écoulement. Si plusieurs rivières s'y perdent dans les chotts, d'autres, comme le Chélif, ou comme l'Oued Mellègue de Tunisie, franchissent l'Atlas tellien par des gorges, après avoir drainé une grande étendue de la région. Même on remarque que, dans ce cas, la ligne de partage entre la Méditerranée et le désert est rejetée contre l'Atlas saharien, tandis que ce dernier est à peine dépassé vers le nord par les cours d'eau qui descendent au désert. Cela tient à ce que les rivières méditerranéennes, favorisées d'une plus grande quantité de pluie, ont eu sur les autres un avantage notable, qui leur a permis de pousser leurs eaux de tête beaucoup plus loin.

Atlas marocain, Canaries. — Le *Grand Atlas* ou *Atlas marocain* est encore très mal connu. On sait cependant qu'il se divise en

1. G. Rolland, *Bull. Soc. géol. de France* [3], XVII, p. 29. — 2. Aug. Bernard, *Bull. Soc. géogr. d'Oran, 1898.*

plusieurs chaînes distinctes et que, si la plus méridionale d'entre elles est bien dans le prolongement de l'Atlas saharien, les autres ont des directions un peu différentes et correspondent plutôt à la région des plateaux algériens. Celle qui porte plus particulièrement le nom de *Grand Atlas* offre une cime de 4500 mètres, et non loin de la mer on y trouve encore des sommités de plus de 2600 mètres.

Un pareil relief, d'après ce que nous savons de la puissance habituelle des agents d'érosion, ne devrait appartenir qu'à des montagnes de récente formation. En effet, bien qu'on n'ait généralement signalé dans cette chaîne, en fait de terrains plissés, que des sédiments primaires, traversés par des roches éruptives anciennes, M. Thomson[1] a reconnu plusieurs exemples de couches crétacées affectées de plis et de failles contre le pied nord de la chaîne. D'ailleurs il est vraisemblable que le relief de ce district a dû être encore ressuscité par quelque dislocation plus récente. A voir la façon brusque dont la chaîne se termine au cap Ghir, et la régularité avec laquelle les îles volcaniques des *Canaries* s'alignent sur son prolongement, on est porté à soupçonner qu'une ancienne terre, peut-être l'*Atlantide* de la tradition, existait au-devant du Maroc, et qu'en s'écroulant elle a ouvert des fissures par où l'activité éruptive s'est fait jour.

Cette activité a eu pour effet de dresser, devant la côte africaine, les cônes volcaniques des Canaries, notamment le Pic de Ténériffe, qui porte sa cime, le Pic de Teyde, à 3711 mètres d'altitude, tandis que, tout à côté, la cime jumelle du Pico Viejo s'élève à 3136. Tous deux dominent de leur masse imposante le cirque gigantesque des Cañadas, qui les entoure et dont la crête semi-circulaire n'a pas moins de 55 kilomètres.

La dernière éruption de laves du grand cône de Ténériffe a eu lieu en 1798, après un repos de près de cent ans. Mais il s'en est produit de 1824 à 1825 sur l'île de Lanzarote.

Palma, l'une des Canaries, est célèbre par son grand cratère d'explosion, la *Caldera*, gouffre prodigieux de 15 kilomètres de tour, dont les parois descendent d'un seul jet à 1200 mètres de profondeur.

1. *Travels in the Atlas and southern Morocco*, 1886.

VINGT-QUATRIÈME LEÇON

LES TERRES ASIATIQUES

Coup d'œil général. — Il n'y a pas de partie du monde qui exige plus de réserve que l'Asie dans l'application des considérations géomorphogéniques. La moitié de cet immense territoire est à peine connue au seul point de vue de la géographie; et à l'exception de l'Inde, du Turkestan russe, d'une petite portion de la Chine, et du Japon, les géologues n'y ont encore tracé que des itinéraires. Des années s'écouleront avant que la Sibérie, la Mongolie, l'Asie centrale, aient livré leurs principaux secrets; et d'ici là tout essai de coordination ne peut être considéré que comme une ébauche provisoire.

Avec cette restriction, voici, semble-t-il, ce qu'on peut dire sur les traits généraux du continent asiatique.

Si quelque géographe de l'ancienne école, étranger aux notions fondamentales de l'évolution des formes terrestres, avait à interpréter une carte d'Asie, il est fort probable que la bande de hautes cimes, qui va du Pamir aux rivages chinois et indo-chinois, lui apparaîtrait, avec ses montagnes gigantesques, comme le noyau primitif et l'arête essentielle du continent. Dans les plaines sibériennes, avec leur sol uniforme et leurs grands fleuves si régulièrement dirigés vers le nord, comme dans les péninsules méridionales de l'Arabie et de l'Inde, il serait sans doute tenté de voir des terres plus jeunes, ajoutées par un alluvionnement progressif au noyau central, et soudées peu à peu entre elles à mesure de la retraite de la mer. Enfin les rivages du Pacifique, avec les nombreuses chaînes d'îles qui les bordent et les hauteurs qui viennent y buter, seraient peut-être à ses yeux les restes d'une terre autrefois bien plus étendue vers l'est, et aujourd'hui morcelée par l'attaque constamment renouvelée des vagues.

Interprétation des structures asiatiques. — Tout autre sera l'interprétation, si l'on fait appel aux enseignements de la géomorphogénie. Par cela seul que les chaînes asiatiques offrent un relief considérable, force est de les regarder comme des territoires relativement jeunes dans leur forme actuelle. Au contraire, le sol aplani et l'hydrographie régulière de la Sibérie laissent deviner une érosion longtemps poursuivie, qui dénonce cette contrée comme très ancienne dans son ensemble. L'Arabie et l'Hindoustan, avec leur allure de plateaux brusquement tranchés par la mer, apparaissent comme des appendices, étrangers au continent contre lequel ils sont venus se coller. Enfin le littoral du Pacifique, par l'abondance des volcans actifs et la fréquence des tremblements de terre dans les chaînes d'îles qui le précèdent, accuse une région de grandes dislocations, où des bandes de terre ferme s'effondrent tandis que d'autres surgissent. C'est le bord, nettement marqué, d'une fosse maritime immense, et devenant de suite trop profonde pour que l'érosion par les vagues ait une part principale au dessin de son contour.

En effet, si l'on interroge la géologie, elle montre que la région sibérienne est bien, dans l'ensemble, un territoire extrêmement ancien, sur lequel les mers secondaires ont à peine mordu, et dont les mers tertiaires n'ont visité qu'un coin. Au contraire, dans l'énorme bourrelet montagneux du sud de l'Asie, on voit presque partout, dressées à de grandes altitudes, des couches avec fossiles secondaires et tertiaires. Enfin l'identité de l'Arabie et de l'Inde, même de l'Australie, avec le plateau africain, oblige à les regarder comme des lambeaux d'une grande terre tropicale, autrefois séparée de l'Asie par une fosse marine, dont le fond, sous les énergiques poussées de la fin du tertiaire, s'est soulevé en gigantesques replis, opérant la soudure des terres du nord avec les débris du plateau méridional.

Abondance des dépressions. — Naturellement, la surrection d'un aussi vaste territoire n'a pas pu s'accomplir sans qu'il en résultât un gauchissement de la surface. Telle est la raison pour laquelle la bande médiane de l'Asie abonde en dépressions privées d'écoulement maritime. Ces dépressions, encadréees entre de hautes chaînes, occupent un tiers de la superficie du continent, et s'il s'y trouve quelques points descendus au-dessous du niveau de la mer, la plupart ont une altitude supérieure à celle qui caractérise la moyenne de la terre ferme. On peut dire qu'elles reproduisent, sur une échelle beaucoup plus grandiose, les circonstances de la

zone médiane de l'Europe, avec cette différence que, dans cette dernière contrée, les bassins enfermés entre les dépendances septentrionales des plissements alpins étaient de très petites dimensions, et tous voisins de la source occidentale des pluies abondantes. Aussi les eaux courantes les ont-elles rapidement façonnés, réussissant toujours à en assurer le drainage. Au contraire, l'immensité des dépressions de l'Asie, et leur situation géographique, qui les condamnait au régime des vents secs, en ont fait des déserts ou des steppes, quelle que fût d'ailleurs leur altitude, et leur situation ne cesse de s'aggraver, parce que l'évaporation y enlève plus d'eau que la pluie n'en apporte[1].

Ces régions inhospitalières occupent la presque totalité du bloc auquel sont collées, d'un côté les péninsules indiennes, de l'autre la Chine orientale. Le continent asiatique était donc prédestiné à voir éclore, dans ses parties les mieux favorisées, des civilisations qui devaient, pendant une longue suite de siècles, rester absolument ignorées les unes des autres.

Définition des terres asiatiques. — Tout ce qui s'étend au nord des chaînes plissées, depuis l'extrémité occidentale de la Perse jusqu'à la pointe de l'Indochine, participe à ce régime général qu'on peut essentiellement qualifier d'asiatique, et auquel s'associe la région morcelée de la Malaisie. Au contraire, l'Arabie, l'Hindoustan et l'Australie sont construites de tout autre façon, et leur régime est foncièrement africain. C'est pourquoi, réservant la mention de ces derniers territoires pour les réunir avec l'Afrique dans un même examen, nous envisagerons seulement ici, sous la rubrique de *terres asiatiques*, la partie que limite au sud le faisceau des chaînes persanes et himalayennes.

Nous commencerons par examiner la zone septentrionale de cet ensemble ; puis, nous transportant au nœud orographique de l'Asie centrale, nous étudierons les chaînes qui en divergent et les bassins qu'elles enferment ; après quoi il restera à jeter un coup d'œil sur la région du sud-est, qui forme vraiment un massif à part.

Sibérie occidentale. — La *Sibérie occidentale*, depuis l'Oural jusqu'au Yeniséi, se distingue par l'uniformité absolue du terrain. Sur plus de 25 degrés en latitude, et autant en longitude, on ne rencontre pour ainsi dire pas un seul point qui soit à 200 mètres au-dessus de la mer. L'immense bassin de l'Ob occupe à lui seul ce

1. Voir plus haut, pp. 248, 249.

vaste territoire, et sa haute branche, de beaucoup la plus longue, l'Irtysch, prend sa source tout près d'un lac dont l'altitude n'atteint pas 500 mètres; de ce bassin à la dépression aralocaspienne, à partir des sources du Tobol, on passe sans rencontrer quoi que ce soit qui indique un faîte.

D'un autre côté, ce n'est pas à une émersion de date récente que la région doit son uniformité. Mais, ayant échappé à toute couverture marine depuis le milieu des temps carboniférien jusqu'au début de l'ère tertiaire, elle avait dû être absolument nivelée par les eaux courantes. Le retour de la mer, qui a persisté jusqu'à la fin de l'époque oligocène, n'a pu que l'aplanir encore davantage. Enfin après son assèchement, nul soulèvement ne l'a bouleversée, et c'est seulement à l'embouchure de l'Ob que la mer paraît y avoir pénétré de nouveau, à l'époque quaternaire, en formant un golfe profond.

Enfin, par un singulier contraste avec la Russie d'Europe, aucune couverture glaciaire générale ne s'est étendue sur la Sibérie. Le régime des grandes chutes de neige s'arrêtait au pied occidental de l'Oural sans l'atteindre; au delà, quelle que fût la température, la sécheresse de l'air ne permettait pas la formation d'une calotte de glace. Aussi à part les régions voisines du cours inférieur de l'Ob, nul dépôt erratique n'est-il venu troubler la topographie de cette portion de la Sibérie, ni déranger tant soit peu l'aplanissement acquis.

Ce qui vient encore augmenter, dans le nord, l'indécision des lignes de partage entre les rivières aboutissant au golfe de l'Ob, c'est que ces dernières ont des lits variables, le dégel qui se fait nécessairement au midi, c'est-à-dire par l'amont, jetant au printemps, sur le cours inférieur encore gelé, des eaux qui cherchent à s'écouler sur le côté, plus ou moins à l'aventure.

Par suite de ces diverses circonstances, la Sibérie occidentale consiste exclusivement en plaines et en marécages. On y peut néanmoins distinguer trois zones : au sud, la région que les eaux avaient déjà quittée à l'époque miocène, et dont la surface est recouverte de *tchernozom*; ensuite, au milieu, le pays recouvert par les sédiments quaternaires d'eau douce, et que les marais se partagent avec d'épaisses forêts; enfin, au nord, la partie glaciaire, *toundras* de mousses et de tourbe, où le sol est perpétuellement gelé à la profondeur de 35 centimètres.

Sibérie centrale. — Tout autres sont les conditions du pays à l'est du Yeniséi. Il y a bien toujours, sur le bord septentrional, une

bande plate de *toundras* ou marécages glacés. Mais en arrière, le sol s'élève assez vite et, en moyenne, l'altitude de 300 mètres est acquise dès le 70° parallèle. De plus, le cours supérieur de la Léna à partir du Baïkal, celui de ses affluents le Viloui, le haut Vitim, l'Aldan, etc., indiquent nettement des sillons alignés au nord-est, parallèlement aux montagnes de la Transbaïkalie et à cette chaîne des monts Stanovoï, qui semble se poursuivre jusqu'au détroit de Bering. Ce sont donc des directions d'apparence essentiellement tectonique.

Néanmoins cette influence directrice du sol paraît due à des phénomènes de très ancienne date. Les mers tertiaires n'ont jamais recouvert le territoire et celles des temps secondaires n'avaient pas dépassé l'Olenek, d'un côté, le cours moyen du Viloui, de l'autre. L'ensemble des formes superficielles est assez égalisé. Nulle part les hauteurs ne dépassent 600 mètres d'altitude, si ce n'est en approchant de la région disloquée du lac Baïkal. On sent que ce pays de vallées et de collines a déjà subi une longue érosion.

On sait encore bien peu de chose sur la structure géologique de la contrée. Du moins est-il certain que le sol en est extrêmement ancien, que les terrains paléozoïques y dominent, et que dans leurs plis étaient venus se loger des terrains plus récents, d'âge secondaire, mais de formation plutôt continentale que marine, et où la Léna semble couler de préférence. Tout cela est compliqué par des épanchements volcaniques, d'autant plus nombreux qu'on se rapproche du Pacifique.

Nordenskjoeld a constaté que, dans le voisinage de l'embouchure, les bords du Yeniséi, hauts de 10 à 20 mètres, se découpaient en une infinité de cônes réguliers à pente raide, comme il s'en fait par la fusion d'un mélange de terre et de glace. On y trouve d'ailleurs de nombreuses coquilles des mers glaciales. Ainsi cette partie du territoire serait d'émersion récente.

Région du lac Baïkal. — Un territoire tout particulièrement intéressant est celui du lac Baïkal. Cette cavité trahit, par sa forme comme par ses profondeurs, un lac tectonique bien caractérisé. Allongé, dans le même sens que les monts Yablonovii et Stanovoï, sur 640 kilomètres, avec une largeur qui en atteint 40, il a sa surface à 456 mètres d'altitude, et son fond descend à environ *mille mètres au-dessous de la mer*[1]. C'est donc la plus profonde de toutes les dépressions continentales et celle qui, après la Caspienne,

1. C'est le résultat des sondages récemment exécutés par M. M. Dybowski et Godlevski, *Geographical Journal*, 1898, p. 144.

descend le plus bas relativement à l'Océan. Ses bords, très abrupts, s'élèvent parfois d'un seul bond à 400 mètres, et la ligne bathymétrique de 200 mètres est presque partout collée au rivage, surtout contre la côte nord-ouest. A son extrémité nord-est, le lac garde encore 871 mètres de profondeur. De plus, une arête longitudinale, arrivant à 60 mètres de la surface, le partage en deux sillons inégaux. Une telle allure, jointe à l'existence de sources chaudes, ainsi qu'à l'enchevêtrement véritable du lac et de l'Angara supérieur au milieu même du réseau des hauts affluents de la Léna, témoigne de l'importance des fractures qui ont disloqué le plateau archéen de la Sibérie méridionale, à sa jonction avec la Mongolie.

Ces dislocations paraissent être de très ancienne date, au point que Czersky[1] considère le Baïkal comme résultant de la submersion, opérée au milieu des temps secondaires, de trois synclinaux qui étaient déjà dessinés au début des temps siluriens.

Mais ces dislocations ont dû rejouer à une époque récente; car on voit, à faible distance du Baïkal, et plus près encore du Koso-gol à la rive si rectiligne, les cratères volcaniques ou *tasses* des sources de l'Oka, dont une coulée a près de 20 kilomètres de longueur[2]. D'ailleurs, cette région est une de celles où les tremblements de terre ont le plus de fréquence et d'intensité. Tout cela concorde avec ce qu'on doit attendre d'un sol de très ancienne consolidation. Les efforts orogéniques récents n'ont pu que le rompre, sans réussir à le plisser en bourrelets.

Nouvelle Sibérie. Sibérie orientale. — Les îles de la *Nouvelle Sibérie*, situées en avant de la côte, à l'estuaire de la Léna, offrent une particularité très intéressante[3], qui d'ailleurs se retrouve sur le littoral septentrional de l'Alaska. Une véritable *glace fossile* y prend part à la constitution de la côte, formant autour de certaines îles une ceinture de falaises, dont la surface est couverte par des graviers et limons où abondent les ossements de mammouth. On sait du reste que, depuis longtemps, les Tongouses récoltent, sur la côte sibérienne, de grandes quantités d'ivoire fossile provenant de ces animaux.

La *Sibérie orientale* paraît être surtout formée de terrains anciens. En tout cas, le tertiaire entier y est certainement d'eau douce. Les montagnes n'y dépassent pas 1500 mètres, et au sud la région prend surtout l'aspect de plateaux (Vitim, Aldan), découpés en vallées

1. *Mém. Soc. géog. russe*, XV, n° 3. — 2. Kropotkin, *in* Reclus, *l'Asie Russe*, p. 732. — 3. Bunge et von Toll, *Petermann's Mitteilungen*, 1888.

parallèles, que séparent des lignes de hauteurs très peu dominantes. C'est toujours l'allure d'un pays longtemps exposé à l'érosion, mais où les dislocations d'ensemble, liées au voisinage du Pacifique, commencent à jouer un rôle.

Ainsi la côte, remarquablement rectiligne, qui se poursuit parallèlement aux monts Stanovoï, au sud-est d'Okhotsk, et sur laquelle, presque partout, l'altitude s'abaisse brusquement d'un millier de mètres à zéro, ne peut être regardée que comme la lèvre d'une fracture, limitant un compartiment de l'écorce terrestre qui s'est abîmé sous l'Océan [1].

Kamtchatka. — La presqu'île du *Kamtchatka* fait partie d'un grand arc remarquablement régulier, qui, tournant sa convexité vers le Pacifique, se poursuit sur près de 20 degrés de latitude, jusqu'à la jonction des îles Kouriles avec le Japon.

Tandis que le contour occidental de la presqu'île, où un peu de tertiaire s'appuie contre un arc archéen et primaire, est d'une remarquable régularité, la côte orientale, entièrement volcanique, est accidentée de nombreuses découpures et bordée par une véritable chaîne de volcans (on en compte 38, dont 12 actifs). L'un d'eux, le Klioutchevskoï, s'élève d'un jet à la hauteur du Mont Blanc (4804 m.). On remarque que cette activité volcanique commence seulement au point où la courbe des Aléoutiennes vient toucher la péninsule, dont la partie nord est exempte de ce genre de manifestations. D'ailleurs des fosses maritimes exceptionnelles ne cessent pas d'accompagner ces chaînes de volcans, notamment celle des îles *Kouriles*, au pied desquelles la sonde descend plus bas que partout ailleurs dans le Pacifique septentrional. Nous verrons que cette allure se poursuit bien loin vers le sud, et qu'ainsi tout le bord occidental de ce grand océan est marqué par des écroulements de premier ordre.

Les îles qui jalonnent les cassures forment en avant du massif asiatique une véritable cordillère en grande partie submergée; et il est actuellement impossible de dire si c'est le prélude d'un effondrement partiel de la côte orientale du continent, ou si au contraire c'est un mouvement provisoire de bascule, devant aboutir à la surrection d'une chaîne côtière. Auquel cas les mers d'Okhotsk, du Japon et de la Corée se transformeraient un jour en bassins déprimés, comme ceux que nous verrons bientôt si développés en Mongolie.

1. Suess, *Antlitz der Erde*.

Bassin de l'Amour. Mandchourie. — Nous ne saurions séparer de ces régions la partie de l'Asie qui comprend le bassin du fleuve Amour et la *Mandchourie*, précisément parce qu'on y voit s'accentuer cette même structure de plateaux disloqués, descendant au Pacifique par des plis brusques, plutôt que par des cassures. De cette façon, tandis que d'un côté ces compartiments de l'écorce terrestre apparaissent avec le caractère de plateaux, sur le versant du pli, où l'érosion les a découpés, ils prennent l'aspect de montagnes[1]. De ce genre sont les monts Yablonovii, Khingan, Stanovoï, etc.

Mais, en outre, des fragments déprimés se montrent dans l'intervalle des crêtes relevées; tels sont : le petit bassin lacustre où se perd l'Ouldcha, entre l'Argoun et la Chilka; le territoire abaissé de la Mandchourie, entre les monts Khingan et la chaîne de la Boureïa; le lac Khanka, encore plus voisin de la mer. Du même ordre est la dépression de la Mandchourie méridionale, avec les petits lacs Tchakhan et Tansouto. Il y a là un pays incomplètement modelé, parce que les vents du sud-est, abandonnant leur humidité sur les hauteurs de la Corée, arrivent trop secs en Mandchourie pour favoriser le travail de l'érosion. Mais ce travail progresse aux deux extrémités, d'un côté par l'Oussouri, de l'autre par les affluents du golfe de Liautoung, et un jour viendra où tout le pays trouvera ainsi son écoulement régulier vers la mer[2].

En résumé, les régions voisines des mers d'Okhotsk et du Japon accusent le morcellement d'un terrain ancien, et il faudrait bien peu de chose pour que la mer pénétrât dans le bassin de l'Amour, changeant la chaîne bordière de Tartarie, ou Sikhota Alin, en une chaîne d'îles analogue au Japon. De même, une submersion de moins de 300 mètres isolerait complètement la Corée de l'Asie continentale. Le cours, si souvent décroché, de l'Amour et de ses affluents, montre l'influence que les dislocations ont exercée sur le tracé des rivières.

Pamir. — Quittons maintenant les régions septentrionales, et essayons de nous faire une idée de l'orographie du massif asiatique. Pour cela il nous faut nécessairement partir du *Pamir*, ce « toit du monde », qui est comme le nœud commun d'où divergent toutes les hautes chaînes du continent.

Le Pamir est une sorte de plan incliné montagneux de 90 000 kilomètres carrés de surface, encadré entre l'*Alaï* au nord,

1. Sievers, *Asien*, p. 187. — 2. Sievers, *Asien*, p. 188.

l'*Hindoukouch* au sud, et qui est divisé, par une série d'ondulations parallèles à grand rayon, en sillons d'où descendent l'Oxus (Amou-Daria) et ses affluents. On compte jusqu'à huit de ces sillons ou *pamirs*. Mais avant de trouver un débouché à l'ouest, ils viennent se heurter contre un bourrelet transversal, qui domine comme une muraille le pays de Badakchan, et oblige le haut Oxus à se rejeter au nord, pour s'ouvrir ensuite la gorge profonde du Darvaz, par où il trouve accès dans la grande plaine des Turkmènes.

Du côté opposé, toutes les vallées pamiriennes viennent aboutir par l'amont à la crête du *Sarykol*, qui, dans le sud, se relie à la fois, par 5000 mètres d'altitude, à l'Hindoukouch à l'ouest, au Karakorum à l'est; tandis que, dans le nord, elle rejoint le Transalaï contre le pic Kaufmann (7000 mètres), de manière à se relier au Tien-Chan. Enfin, en arrière du Sarykol, une autre crête encore plus importante, dont le centre porte le Moustag-Ata (7864 mètres), et dont deux autres sommets dépassent 7000 mètres, descend d'un seul bond à 1300 mètres dans la fosse de la *Kachgarie*, laissant passer par des brèches immenses le Yarkand-Daria et le Kachgar-Daria, en même temps qu'elle envoie au Tarim une foule de torrents, que les sables du désert absorbent rapidement.

Tout ce qui est connu du Pamir appartient au trias, aux terrains primaires et à l'archéen. Les formations plus jeunes y font complètement défaut, sauf des dépôts tertiaires ou quaternaires localisés sur les bords des fleuves et des lacs. C'est donc un territoire de très ancienne consolidation, qui a dû avoir le temps d'être façonné en pénéplaine, et qui sans doute avait atteint cette condition lorsque son équilibre a été troublé par de nouvelles dislocations.

C'est probablement à cette cause, jointe au défaut d'entraînement des éboulis provenant de la désagrégation des roches, que la région doit le profil en dos d'âne des croupes séparant les larges vallées ou *pamirs* qui lui ont valu son nom. La constitution du terrain, généralement exempt de roches dures, y a aussi contribué. Enfin l'aspect des versants, encombrés d'éboulis à faible pente, semblables à ceux qui d'ordinaire accompagnent le pied des glaciers suspendus, donne à penser que la contrée a dû être récemment façonnée par les glaces, lesquelles se seraient ensuite retirées sur les hauteurs, faute d'une suffisante humidité. Cette conclusion concorde avec tout ce qu'on sait de la diminution progressive des chutes de pluie dans l'Asie occidentale, où tant de déserts ont définitivement pris la place de l'ancienne nappe d'eau aralo-

caspienne. Elle vient d'ailleurs d'être directement confirmée par les observations de M. Sven Hedin, pour qui les lacs Karakoul et Rangkoul sont exclusivement dus à des barrages morainiques.

Les vallées pamiriennes ont leur cours principal entre 3600 et 4200 mètres d'altitude. Par leur végétation, ce sont de véritables steppes, où la neige tombée en hiver suffit à entretenir, pendant la saison chaude, une maigre végétation. Mais il est des parties où la sécheresse engendre des déserts avec dunes de sable, et cela même aux alentours du lac Karakoul, par 3870 mètres au-dessus de la mer[1].

Hydrographie pamirienne. — Quand le Pamir s'est trouvé porté à la hauteur qu'il atteint aujourd'hui, des effondrements locaux

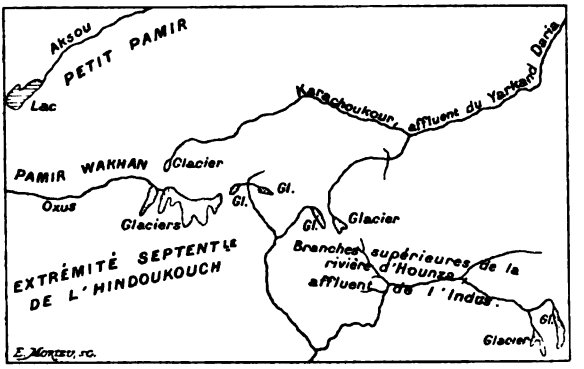

Fig. 146. — Le nœud hydrographique de l'Asie centrale.

ont dû y faire naître plus d'une cavité. Mais la dislocation capitale du massif est le bourrelet oriental qui le limite, et le long duquel s'étend le bassin déprimé du Tarim; de sorte que la chaîne de la Kachgarie, qui couronne la lèvre soulevée de cette cassure, domine de 5 à 6000 mètres les bords du bassin plat adjacent. Une pareille différence de niveau, se produisant d'un seul jet, ne pouvait manquer d'exercer une grande influence sur l'activité des cours d'eau.

En effet, quand on remarque la façon dont le Yarkand Daria parvient à recueillir, par des gorges profondes, des rivières longitudinales qui, coulant bien en arrière de la crête de Kachgarie, semblaient destinées au bassin de l'Oxus, on se rend compte que c'est l'excès de la pente vers l'est qui a dû donner à l'érosion, de

1. Voir plus haut, p. 253 et fig. 109.

ce côté, un pouvoir suffisant pour repousser la ligne de partage vers l'intérieur du Pamir, parfois même au delà du Sarykol.

C'est ainsi que le nœud commun des grandes rivières originaires de l'Asie centrale s'est trouvé reporté en pleine région pamirienne (fig. 146), en un point d'où l'on voit partir : à l'ouest, l'Oxus, qui aboutit au Lac d'Aral : à l'est le Karachoukour, tributaire du Yarkand-Daria, affluent du Tarim; au sud la rivière Hounza, qui descend à l'Indus.

Or ce nœud commun, loin de coïncider avec une des cimes géantes des chaînes bordières du Pamir, est à une altitude d'environ 5000 mètres. La rivière Hounza y a porté sa source en ouvrant une brèche par régression à travers la ligne des hauts sommets de l'Hindoukouch; et le Karachoukour, pour arriver au même point, a dû pousser ses eaux de tête à travers les deux chaînes du Moustagh-Ata et du Sarykol, toutes deux plus élevées que la ligne de partage actuelle.

De la même façon le Kachgar-Daria, profitant d'une brèche entre le Transalaï et les chaînes orientales du Pamir, trouve moyen de prendre sa source à deux pas du grand Karakoul.

Chaînes divergentes. Tien-Chan. — Du Pamir s'échappent, vers l'est, trois arêtes principales : à l'angle nord-est, c'est le *Tien-Chan*, qui, par une série de chaînes, se rattache aux monts de Sibérie, atteignant le cap Oriental contre le détroit de Bering; au sud-est c'est le *Kouenlun*, qui se dirige vers l'Orient et se poursuit jusqu'au cœur de la Chine; enfin l'ensemble du *Karakorum*, de l'*Himalaya* et des chaînons tibétains, se prolongeant en Indochine. L'immense éventail ainsi défini, qui ne comprend que des montagnes et de hautes plaines, a pu être comparé à un gigantesque camp retranché, formé de deux parties inégalement élevées, et dont le Pamir serait la citadelle.

Tandis que le Pamir se présentait comme un cap au devant des mers de l'époque secondaire, celles-ci ont pu passer au nord et y déposer leurs sédiments, que les poussées orogéniques ont ensuite relevés, avec les terrains primaires sous-jacents, en longues et hautes chaînes dirigées à l'est-nord-est. Ainsi s'est constituée la région du *Tien-Chan* ou des Monts Célestes. C'est une suite, parfois large de 300 kilomètres, d'arêtes grossièrement parallèles, que séparent des vallées longitudinales, et qui s'abaissent par degrés depuis la crête méridionale dominant le Tarim, avec ses pics de plus de 7000 mètres comme le Chan-Tengri, jusqu'à la chaîne de l'*Alataou*, située dans l'axe de la dépression de *Dzoun-*

garie, où l'altitude devient inférieure à 250 mètres. Toutes ces chaînes dessinent des arcs convexes vers le sud.

Le tertiaire est développé dans les vallées et sur le bord méridional du Tien-Chan, où il affecte surtout la forme de grès et de conglomérats, fournissant une proie facile au vent qui souffle sur les déserts du voisinage. Souvent aussi la chaleur y détermine l'inflammation spontanée de gisements de combustible d'âge jurassique [1].

Zone de dislocations. — La région du Tien-Chan a subi d'énergiques dislocations qui y ont fait naître, soit des vallées longitudinales presque rectilignes, soit des fosses sans écoulement. La plus remarquable de ces vallées est le profond sillon qui sépare le *Transalaï* de l'Alaï, et que dominent des crêtes de plus de 5000 mètres d'altitude. Ce sillon, qui ne laisse pas à la chaîne orientale du Pamir la possibilité d'arriver comme telle au Tien-Chan, résulte d'un pli synclinal très régulier. Sur son fond coulent en sens inverse deux cours d'eau qui portent l'un et l'autre le nom de Kizil-Sou : l'un, à l'est, descend à Kachgar; l'autre, à l'ouest, est la tête du Sourkhab, qui va à l'Oxus. Plus loin, apparaît le synclinal de l'Ili, rivière qui va se perdre dans le lac Balkhach. Quant aux bassins d'effondrement, le plus remarquable paraît être celui qui abrite le grand lac Issyk-Koul.

Cette allure continue au nord-est, quand au delà du Tien-Chan on rencontre successivement les monts *Tarbagataï*, avec le lac Zaisan, la chaîne de l'*Altaï*, masquant en arrière des dépressions semblables, comme celle du lac Oubsa, enfin les monts *Saïansk*, reliés aux crêtes du lac Baïkal. C'est toujours cette zone de crevasses que nous avons vue en Sibérie, et qui se poursuit au travers de l'Asie entière, jusqu'au Turkestan et même au delà. Elle paraît s'expliquer par ce fait, que de l'Alataou à la Sibérie orientale tout le terrain est formé d'assises très anciennes, qui ont dû être beaucoup plus disposées à se rompre qu'à se plisser sous les efforts orogéniques.

Bassin du Tarim. — Entre le Tien-Chan et les arcs sibériens, d'une part, le Kouenlun et sa continuation chinoise, d'autre part, s'étend sur près de 45 degrés de longitude une large bande de plaines sans écoulement maritime, qu'un seuil, formé par des arcs intérieurs subordonnés aux chaînes en question, divise en deux bassins : celui du *Tarim* à l'ouest, celui du *Gobi* à l'est.

1. Suess, *Antlitz der Erde*, p. 601.

Le bassin du Tarim (fig. 147) est un immense désert, où des rivières considérables, descendant des plus hautes montagnes du globe, finissent par se perdre dans les marécages du Lob-Nor, à moins de 800 mètres d'altitude. Au nord le Tien-Chan, à l'ouest la gigantesque muraille de la Kachgarie, au sud le Kouenlun et l'Altyn-Tagh, tels sont les remparts qui limitent ce bassin d'effondrement, presque complètement fermé du côté de la Mongolie, par

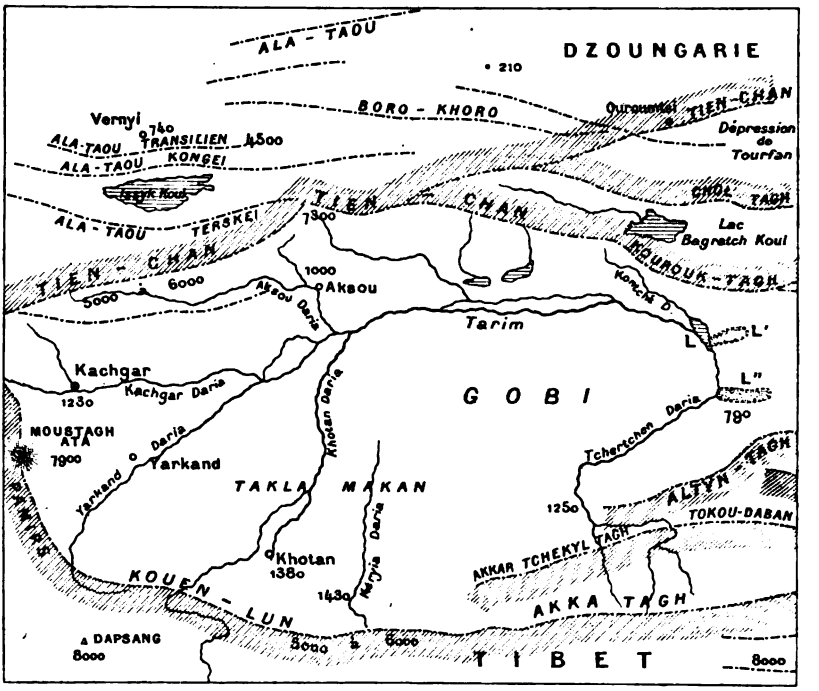

Fig. 147. — Schéma de la dépression du Tarim.
L, Lob Nor vu en 1896 par M. Sven Hedin; L', Lob Nor des cartes chinoises; L", Lob Nor de Prjewalsky et de M. Bonvalot.

1350 mètres d'altitude, grâce aux nombreuses chaînes secondaires que le Tien-Chan envoie à l'est-sud-est. Si, du côté méridional, la chute se fait tout d'un coup, de sorte que moins de 100 kilomètres suffisent pour passer du Lob-Nor à la crête de l'Altyn-Tagh (6000 mètres), au nord il se produit comme une série de sillons parallèles sur près de 3 degrés de latitude. Mais les plus affaissés de ces sillons ne sont pas ceux de l'intérieur. C'est tout contre le Tien-Chan, au pied d'une arête de 4000 mètres, entre Liouktchoun et Tourfan, que se trouve la fosse la plus profonde, à environ *cent*

mètres au-dessous de la mer; et à peine a-t-on franchi l'arête du Bogdo-Ola qu'on retombe dans la Dzoungarie, sur un fond plat de 600 à 700 mètres d'altitude, avec un ombilic au lac Ebinor, à 210 mètres seulement.

Tout cela dénote d'importantes fractures de l'écorce, qui font comprendre la présence de volcans et de champs de laves sur le bord méridional de la Dzoungarie.

Nous avons déjà dit comment, grâce à cette énorme chute, le Yarkand-Daria avait repoussé la crête de partage au delà de la muraille de Kachgarie. C'est de la même façon que son afffuent le Karakach, dépassant la crête du Kouenlun, est parvenu à étendre son domaine en arrière jusqu'aux abords du lac tibétain Thaldat, à 5000 mètres d'altitude.

Plusieurs des cours d'eau du Tarim, par exemple le Khotan Daria et le Keryia Daria, se perdent au moins pendant une partie de l'année, dans les sables du désert de Takla Makan, où des dunes atteignant jusqu'à 60 mètres recouvrent aujourd'hui l'emplacemeut de cités indiennes antérieures au VIIe siècle de notre ère[1]. D'autre part, le Tarim lui-même, affaibli par les saignées faites en vue des irrigations, ne parvient pas à s'assurer un débouché constant. Les sables, poussés par le vent de nord-est, lui barrent le chemin, et ainsi s'expliquent, selon M. Sven Hedin[2], les migrations du Lob-Nor, où la masse principale des eaux se déplacerait, selon les temps, d'un degré en latitude.

Gobi, Mongolie. — Le Gobi oriental n'est pas à proprement parler un désert. Du moins cette dénomination ne convient-elle qu'à sa partie centrale déprimée. Dans tout le reste, selon M. Obroutchew[3], il tombe des pluies qui parfois, en été, durent trois jours, et un peu de neige en hiver. Les pluies font naître des flaques d'herbes qui se dessèchent dans le cours de la saison chaude, mais après avoir donné une nourriture qui suffit aux animaux des caravanes. C'est donc une steppe, au fond d'argile et surtout de graviers.

Les dépressions du Tarim et du Gobi correspondent à la *mer desséchée* ou *Han-Haï* des Chinois. Les eaux tertiaires paraissent s'y être élevées jusqu'à 1200 et même 1500 mètres : mais, dans les dépôts qu'elles ont laissés, à l'exception d'un gisement d'huîtres éocènes entre Khotan et Yarkand, on n'a encore trouvé aucun fos-

1. Voyages de M. Sven Hedin. — 2. *Petermann's Mitteil.*, XLII (1896). — 3. Voir *Geogr. Journal*, V, p. 260; et *Scottish geogr. Magazine*, 1896, p. 75.

sile marin. En tout cas, le fond sur lequel reposent ces couches paraît exclusivement archéen et primaire.

La Mongolie centrale est recoupée par de nombreuses chaînes, que séparent de larges dépressions ou vallées longitudinales. Les chaînes, qui ne dominent les vallées que de 800 à 1100 mètres, ont des crêtes heurtées, déchiquetées. Ces crêtes forment le tiers de la hauteur des montagnes, et s'élèvent sur de larges piédestaux aux contours adoucis, dont les versants ont subi la désagrégation habituelle aux pays secs. Ce sont les dépôts à peu près horizontaux du Han-Haï qui forment ces piédestaux, tandis que les hauteurs sont de granite, porphyre, basalte, etc.

Kouenlun et ses prolongements. — Le Kouenlun occidental, entièrement composé de terrains primaires, forme une chaîne gigantesque, couronnée de neige, s'élevant de 6500 à 7800 mètres sur la frontière du Tibet, et s'abaissant par terrasses successives vers le bassin du Tarim. Plus loin vers l'est, l'orographie devient plus complexe, et comporte une série de chaînes plus ou moins parallèles.

La sécheresse de l'air fait que la limite des neiges, qui est de 5200 à 5520 mètres sur le versant septentrional, monte au delà de 6000 mètres sur le flanc opposé. Aussi, sur 1200 kilomètres, M. Bogdanowitch n'a-t-il constaté que quatre glaciers, tous de second ordre et localisés sur le versant nord.

De même qu'au delà du Pamir les grandes chaînes asiatiques divergent en éventail, ainsi, un peu avant le méridien du Lob-Nor, le Kouenlun se sépare en plusieurs branches. La plus extérieure, l'*Altyn-Tagh*, se dirige d'abord au nord-est, puis se recourbe à l'E.-S.-E. sous la forme des Monts *Nan-Chan*, dont la chaîne principale a reçu de M. Obroutchew[1] le nom de Monts Richthofen. Cette chaîne se poursuit jusqu'au fleuve Jaune, passant de 4000 ou 4300 mètres d'altitude à 2100 ou 2400.

Cette région, aujourd'hui si haute, doit son relief à un phénomène orogénique récent. Selon M. Obroutchew, le desséchement du Han-Haï aurait été suivi par la formation d'un pli de 3350 mètres d'amplitude verticale, et c'est ainsi que le lac Koukounor se serait trouvé isolé.

Tibet. — On croyait autrefois que le Kouenlun était simplement l'arête d'un haut plateau désert, le *Tibet*, que limitait de l'autre côté la chaîne encore plus haute de l'Himalaya. Les voyages de

1. *Peterm. Mitteilungen*, 1894.

MM. Prjewalsky, Bonvalot, le prince Henri d'Orléans et Bogdanowitch, ont complètement modifié cette conception. C'est toute une série de chaînes divergentes qui vont s'écartant du nœud pamirien, autour de la masse imposante du Dapsang (8619 m.), cime culminante du Karakorum. Plusieurs de ces chaînes conservent, sur plus de dix degrés de longitude, une hauteur de 6000 à 8000 mètres, et si le Tibet a passé longtemps pour un plateau, c'est que généralement, à l'ouest comme à l'est, la sécheresse du climat y a empêché le jeu naturel de l'érosion. Dans le Kouenlun occidental aussi bien que dans son prolongement oriental, le Baian-Kara, on a souvent de la peine à voir la roche en place. Le principal élément du relief consiste en de petites chaînes aux arêtes vives, ne dominant le terrain que de quelques centaines de mètres, et à demi enterrées sous les produits de leur démolition séculaire[1]. Gelés une grande partie de l'année, ne dégelant d'ailleurs en été que durant la journée, les fleuves n'ont guère la force de creuser leur lit ni de transporter des débris. Et la contrée, haute en moyenne de 4800 à 5500 mètres, demeure un désert de pierres, presque absolument dépourvu de toute population animale.

Au contraire, dans la partie orientale du Tibet, les eaux courantes, grâce à la diminution de l'altitude de leurs vallées, acquièrent une grande puissance, et la vie apparaît de tous côtés. Malheureusement ces vallées sont très étroites, ne laissent pas se développer de plaines d'alluvions sur leur fond, et les versants en demeurent trop raides. Le passage de l'une à l'autre est très difficile et s'effectue par des cols situés entre 4000 et 5000 mètres. Le pays, quoique beaucoup plus riche, demeure donc essentiellement fermé.

Non seulement tout le Tibet est ainsi un territoire plissé, dans la partie méridionale duquel les terrains secondaires atteignent un grand développement; mais c'est aussi un district disloqué par de nombreuses fractures, sur le bord desquelles l'activité volcanique s'est fait jour par des altitudes de 5000 et même 6000 mètres. C'est ce dont témoignent les volcans Ruysbroeck et Reclus, trouvés par M. Bonvalot entre le Kouenlun et le Tengri-Nor, ceux qui ont été signalés par M. Littledale entre 36°50′ et 33°50′ lat. N., enfin les sources thermales qui, en hiver, donnent au centre de la région, par 5300 mètres d'altitude, le curieux spectacle de geysers gelés. De la même façon, des sources chaudes et des dépôts de borax existent près du lac Tengri-Nor, et parmi les nombreuses

1. Bogdanowitch, *Bull. Soc. géol. de France*, [3], XIX, p. 700.

cavités lacustres du Tibet méridional, il en est probablement plus d'une qui doit son origine à un effondrement, tandis que d'autres résulteraient simplement de l'insuffisance du modelé, causée par l'impuissance des eaux courantes. A cette dernière catégorie appartiendraient les 23 lacs observés par M. Sven Hedin dans le Tibet septentrional, au sud de l'Akka-Tagh.

Karakorum, Himalaya. — Au point où l'*Hindoukouch* se soude au Pamir, le *Karakorum* s'en détache vers le sud-est; mais cette chaîne, malgré les cimes de 7600 à 8600 mètres qu'elle porte, ne se relie pas à l'Himalaya. Elle va se perdre au loin dans le Tibet, ne contribuant même que pour une petite part à l'alimentation de l'Indus. Ce fleuve, qui vient des profondeurs de la lisière tibétaine, est contenu entre une chaîne détachée du même nœud que le Karakorum, la chaîne de Leh, et la puissante muraille de l'*Himalaya*, commençant à la brèche de l'Indus pour se poursuivre en arc convexe vers le sud jusqu'à la coupure du Brahmapoutra. Débutant par le Nanga Parbat (8113 mètres), et interrompu un moment par la brèche où le Satledj se fait jour entre des cimes voisines de 6000 mètres, l'Himalaya acquiert ses plus grandes hauteurs (8840 et 8483 mètres) sous le méridien du Lob Nor, après avoir subi un abaissement assez notable, au passage de cette vallée du Karnali, dont l'origine vient toucher les sources presque confondues du Brahmapoutra et de l'Indus. Dans l'ensemble, sa ligne de crête se tient au-dessus de 5500 mètres.

Précédée, du côté de l'Hindoustan, par le ruban des *collines de Siwalik*, qui appartiennent au tertiaire le plus récent, et jouent par rapport à la grande chaîne un rôle analogue à celui de la mollasse alpine, la série de l'Himalaya laisse ensuite apercevoir une bande peu épaisse de terrains paléozoïques. Ceux-ci s'appuient contre une large zone archéenne, qui porte toutes les cimes culminantes, et en arrière de laquelle, du côté tibétain, apparaît une série sédimentaire très variée, comprenant même du tertiaire marin.

Himalaya central. — Comme exemple de cette constitution si régulière, on peut donner la coupe de l'Himalaya central.

Si, de la plaine de l'Hindoustan, on s'élève vers les sources du Gange, situées dans cette région, on traverse successivement : la série de chaînes de grès et de conglomérats, à végétation luxuriante, dites collines Siwalik, variant en hauteur de 1000 à 1300 mètres, puis en arrière la dépression dite *Dun*, à 600 ou 700 mètres d'altitude, après quoi on atteint brusquement le bord d'une zone, large de 100 à 130 kilomètres, qu'on appelle le *Bas Himalaya*, et qui est

entièrement formée de roches métamorphiques. L'altitude moyenne de cette bande, morcelée par de nombreuses vallées, est de 1800 à 2400 mètres.

Au delà de ce premier gradin s'élève d'un seul jet l'axe archéen de la chaîne, avec ses montagnes grandioses, comme le Nanda-Devi (7820 m.), d'où descendent en rayonnant de superbes glaciers, quelques-uns longs de 19 kilomètres[1], et offrant un remarquable contraste avec la végétation subtropicale des vallées.

Dans la partie orientale de la chaîne, cette succession de zones étagées ne se reproduit pas. La contrée humide et marécageuse qui s'étend du Gange inférieur au Brahmapoutra voit s'élever brusquement devant elle la haute muraille himalayenne, sans qu'il y ait plus de 100 à 130 kilomètres entre le bord de la plaine et les plus hauts sommets.

Régime hydrographique. — Dans cette rangée de cimes géantes, on devrait s'attendre à trouver la ligne séparative entre

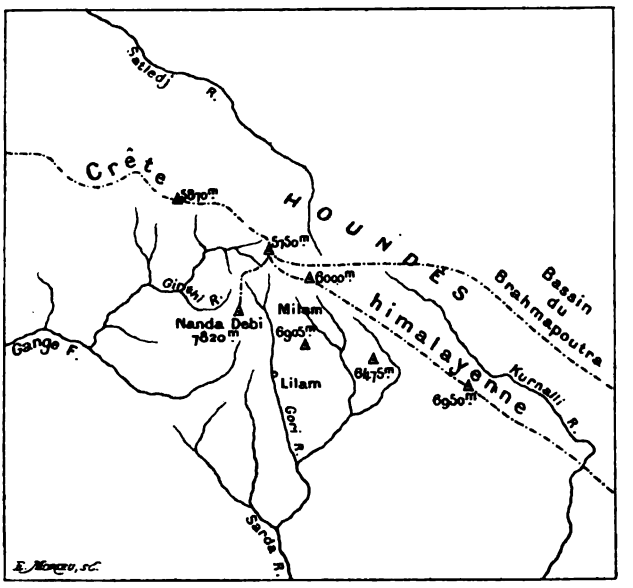

Fig. 148. — Les rivières de l'Himalaya.

les eaux de l'Hindoustan et celles du Tibet. Il n'en est rien. Les deux hautes branches du Gange, le Gori, et le Girthi qui aboutit au Dhauli, entourent complètement le Nanda-Devi (fig. 148). C'est

1. Diener, *Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin, 1893.

en arrière qu'il faut chercher le faîte de partage, dans une chaîne dont aucun sommet ne dépasse 6000 mètres, et qui appartient à une grande zone calcaire d'âge triasique, précédant les schistes jurassiques de Spiti. Au delà de ce faîte secondaire coule le Satledj, affluent de l'Indus, qui franchit la chaîne principale en y creusant, en aval de Gilgit, une gorge de près de 5000 mètres, la plus étonnante qu'il y ait au monde.

Un fait encore plus caractéristique est le suivant. Juste entre les deux cimes géantes de la chaîne, le Gaurisankar et le Kintchinchinga, un affluent du Gange, le Kosi, s'est frayé un chemin vers une vallée longitudinale qu'une chaîne sépare de celle du Brahmapoutra; et c'est en arrière de ce dernier fleuve que se fait la séparation entre le bassin de l'océan Indien et la dépression fermée du Tengri-Nor.

Ces circonstances s'expliquent par la grande supériorité que donnent au travail de l'érosion, sur le versant méridional, d'abord la rapidité de la chute, ensuite l'abondance des précipitations. Ainsi favorisés, les cours d'eau qui arrosent ce versant ont fait reculer la ligne de partage, découpant le massif culminant dans ces vallées profondément encaissées, aux pentes exceptionnellement raides, qui en sont le trait caractéristique. Au contraire, les sommets de la chaîne secondaire, où l'air est plus sec, portent peu de neige; la contrée qu'ils dominent est un vrai désert, et les débris provenant de leur destruction la recouvrent comme d'un manteau, si bien qu'on ne parvient à distinguer la roche en place que sur les cimes ou dans les ravins[1]. Ces caractères, qui sont exactement ceux du Kouenlun, prouvent que d'un bout à l'autre du Tibet occidental règnent les mêmes conditions.

C'est du reste de cette façon que M. Oldham[2] a expliqué la capture, opérée par les cours d'eau indiens, d'aires de drainage qui auparavant appartenaient aux rivières sans issue du plateau tibétain. C'est ainsi, sans doute, que le haut Indus et le haut Brahmapoutra sont devenus tributaires de la mer des Indes.

En général, on observe que les rivières longitudinales sont établies suivant l'affleurement des terrains peu résistants, et que les cluses transversales ou *tangi* s'ouvrent dans les chaînes anticlinales de calcaires durs. Selon les géologues de l'Inde, plusieurs de ces cluses sont très anciennes et ont dû se former par creusement continu pendant la surrection du pli.

1. Diener, *loc. cit.* — 2. *Geogr. Journal*, mars 1894.

La grande quantité d'eau qui s'abat sur le flanc méridional de l'Himalaya fait que les cimes, abondamment couvertes de neige, se détachent au-dessus de pentes magnifiques, couvertes de forêts. Les rivières y coulent toutes dans des gorges extrêmement profondes, et l'absence de lacs, ainsi que la rareté des cascades, témoignent de l'activité exceptionnelle que les eaux courantes ont su déployer. C'est un contraste complet avec le versant nord, où la sécheresse n'a pas permis l'enlèvement des débris provenant de la destruction des sommets.

Hindoukouch et ses prolongements. — En sens inverse du Karakorum et de l'Himalaya, l'*Hindoukouch* dirige sa crête vers l'ouest. Très différent du Pamir, il se distingue par un relief extrêmement accusé, conséquence d'une plus grande activité des cours d'eau, mieux alimentés. La chaîne s'abaisse progressivement jusqu'au col de Hadji-Kak (3715 m.), où elle se soude à une suite de chaînes parallèles, dessinant un arc convexe vers le sud entre Kaboul et la Caspienne. C'est le *Paropamise* des anciens, duquel s'écartent trois séries de rides, l'une, remarquablement rectiligne et continue, qui suit le bord de la steppe des Turkmènes et aboutit par le mont dit Grand Balkan sur la Caspienne, au sud du golfe de Karabogaz; une seconde qui, parallèle à la première, en est séparée par un sillon où coule l'Atrek; enfin un ensemble moins continu de plissements, formant la partie nord du *Khorassan* et se terminant contre un plateau ondulé, au delà duquel commence la grande chaîne de l'Elbourz. Dans celle-ci, on voit un ensemble de sédiments plissés qui vont du dévonien au tertiaire, et la chaîne est bordée au sud par des tufs volcaniques. Elle entoure d'un rempart concave et abrupt l'extrémité de la Mer Caspienne, avant d'aller rejoindre le nœud volcanique de l'Ararat. On peut donc dire qu'une barrière continue de montagnes plissées règne au nord de l'Afghanistan et de la Perse.

D'autre part, entre l'Hindoukouch et l'Indus, mais surtout au delà de Peshawer, on voit se détacher en éventail toute une suite de chaînons, qui s'épanouissent dans l'Afghanistan, et dont le plus accentué est une ligne de hauteurs nord-sud, les monts Soliman (cimes de 2000 à 3500 mètres), que l'Indus ne cesse pas de longer jusqu'à son embouchure. Comme au contraire, sur la rive gauche du fleuve, depuis le Penjab ou Pandjab, le pays est absolument plat, sauf dans le haut massif de Cachemire, où des cimes de plus de 5000 mètres entourent une dépression ovale avec un lac à moins de 1600 mètres d'altitude, il est évident qu'il se produit en avant du

Karakorum un rebroussement et en même temps un épanouissement de l'arc himalayen. Le Jhelam, affluent de l'Indus, marque une ligne de grande dislocation, l'arête même de rebroussement à partir de laquelle s'écartent le faisceau de l'Himalaya et celui de l'ouest. C'est sans doute le bord de la plate-forme résistante de l'Hindoustan, que l'effort orogénique a dû contourner.

Du reste, l'état actuel du bassin de Cachemire ne peut s'expliquer que par l'assèchement d'une ancienne cavité lacustre, créée d'abord, et vidée ensuite, par des phénomènes d'ordre tectonique. Des terrasses horizontales, sans doute les traces des anciens niveaux de l'eau, garnissent les flancs de la vallée. Les tremblements de terre sont fréquents dans la contrée, et il est clair que ce coin, où se fait le brusque changement de direction des chaînes, correspond à une rencontre de dislocations importantes. Les travaux de détail des géologues de l'Inde y indiquent un plissement d'une excessive énergie, allant jusqu'à la torsion et à l'écrasement des plis.

Chaînes iraniennes. — Dès le rivage du Baloutchistan, la direction redevient est-ouest, puis nord-ouest, et la série des *chaînes iraniennes*, traversant toute la Perse, va rejoindre dans le Kourdistan, d'un côté le nœud de l'Ararat, de l'autre les dernières chaînes du Taurus. Ansi, entre les montagnes iraniennes du sud et les prolongements de l'Hindoukouch, se trouve enfermé un grand territoire triangulaire, où abondent les dépressions sans écoulement, et au centre duquel le terrain s'infléchit par endroits jusqu'à 400 et même seulement 300 mètres d'altitude.

Autour de ces dépressions règnent des déserts et des steppes. Mais le territoire ainsi enfermé est loin d'être plat. D'abord, à côté de dépressions à 300 mètres d'altitude, on y voit de hautes plaines entre 1100 et 1300 mètres. En outre il y surgit presque partout au moins des fragments de chaînes plissées, la plupart formées de terrains secondaires, mais avec apparition d'archéen. Ces plis sont parallèles aux montagnes principales des bords de la contrée, et l'on constate que les alluvions, les éboulis et les dunes ont eu une grande part à l'aplanissement des sillons compris entre ces hauteurs. A cet égard, le territoire, malgré une beaucoup moindre altitude, ne serait pas sans analogie avec le Tibet. Seulement, dans ce dernier, l'œuvre du modelé a été paralysée par une température trop basse pour permettre le travail régulier des rivières; tandis qu'en Perse les cours d'eau, plus actifs avant l'ère actuelle, et le vent, ont pu s'employer au comblement

des dépressions depuis l'émersion du pays, c'est-à-dire depuis le milieu des temps tertiaires. Après quoi la sécheresse est venue, qui a installé et progressivement aggravé le régime désertique, faisant de l'intérieur de la Perse une des contrées les plus désolées qu'il y ait au monde.

A partir de la mer et du Golfe Persique se montre partout un ruban de terrain plat, où règne, avec une chaleur extrême, une sécheresse qui rend toute végétation impossible. Au delà s'élèvent rapidement les premières chaînes iraniennes, en ondes successives laissant entre elles de nombreuses vallées longitudinales, dont la fertilité contraste avec l'aridité des montagnes. Des rivières les parcourent, qui trouvent à s'échapper par des cluses.

Intérieur de la Perse. — Dès qu'on atteint les hautes crêtes, à partir desquelles le terrain commence à s'abaisser vers l'intérieur, les bassins sans écoulement deviennent la règle. Ce sont d'abord des cavités lacustres, comme celles des lacs Niris et Mahluja, à de grandes altitudes (plus de 1500 mètres). Puis les rivières se perdent au milieu des pierres et du sable. Enfin on arrive aux steppes et aux déserts intérieurs, notamment celui de *Lout*, et plus au nord le *Grand Désert Salé*, ou tout au moins la steppe salée, qui vient presque toucher la chaîne de l'Elbourz près de l'endroit où s'élève le Demavend (5900 mètres), magnifique volcan aujourd'hui réduit à la condition de solfatare.

Une dernière dépression, la plus haute de toutes, est le bassin tertiaire, avec fond secondaire plissé, au centre duquel se trouve le lac d'Ourmia (1350 m.). Mais une partie du territoire a déjà été conquise au profit du bassin de la Mer Caspienne. La rivière Safid-roud a profité de la grande hauteur de chute que lui offrait le versant nord de l'Elbourz, pour y ouvrir une brèche, à la faveur de laquelle elle a pu capturer la vallée longitudinale du Kizil-ousen, dont un affluent s'avance bien loin dans l'intérieur, jusqu'à plus de 2000 mètres d'altitude.

Dépression aralocaspienne. — Il nous reste à parler du grand territoire déprimé dit *aralocaspien*, qui s'étend entre la Caspienne et les contreforts occidentaux du Pamir. Réduite aujourd'hui aux deux grands lacs de la Caspienne et d'Aral, la nappe d'eau qui couvrait cette dépression à la fin de l'époque tertiaire s'étendait à l'ouest jusqu'à la Mer Noire, au nord jusqu'à Kazan, au sud jusqu'au Khorassan. Seulement, dès l'époque quaternaire, le plateau de l'Oust-Ourt, formé de terrain tertiaire, s'y avançait comme un coin entre les dépressions lacustres principales, dont l'une, la

Caspienne, a maintenant sa surface à 26 mètres au-dessous de la mer (sa plus grande profondeur étant à — 1124 mètres), tandis que le lac d'Aral est resté à la cote + 48 (l'un des points de son fond descend à — 68).

La dépression du Sarykamych, située entre le lac d'Aral et la Caspienne, a son fond occupé par des lacs saumâtres, de niveau inférieur à celui de la Caspienne, dont cette dépression est séparée par un seuil de 80 mètres. L'Amou-Daria s'y jetait autrefois. Les anciens textes disent d'ailleurs que la Caspienne était plus étendue de l'ouest à l'est que du nord au sud, dans la proportion de 15 à 8[1].

Sous l'influence de la sécheresse croissante, l'immense étendue aralocaspienne s'est transformée en un ensemble de steppes et de déserts. Les déserts de sable sont le *Kara-Koum* au sud de l'Amou ; le *Kizil-Koum*, entre ce fleuve et le Syr-Daria, le *Moujoun-Koum* ou *Ak-Koum* au nord du Tien-Chan. Dans ces déserts se perdent de nombreux cours d'eau, tandis que le Syr et l'Amou n'atteignent l'Aral qu'après d'incessantes modifications de leur cours. Les *steppes des Kirghiz* bordent la dépression au nord.

Chaînes aralocaspiennes. — La dépression aralocaspienne n'est pas une cuvette au fond plat. Les marnes et les sables qui la garnissent masquent certainement un substratum plissé. Mais l'effondrement survenu, et les dépôts qui se sont faits depuis lors, empêchent de voir, sinon par endroits, le prolongement des chaînes détachées du Pamir vers l'ouest.

Ces chaînes sont d'ailleurs nombreuses. Ainsi, tandis qu'une suite d'affleurements primaires prolongent le Tarbagataï dans la direction de l'Oural méridional, et que deux arêtes détachées du Tien-Chan vont mourir, l'une entre le lac Balkhach et le Tchou, l'autre entre cette rivière et le Syr-Daria, un épanouissement de ce dernier rameau, combiné avec l'Alaï, enferme le pays montueux du *Ferghana*. La haute chaîne du Zarafchan, avec ses beaux glaciers, sépare de cette manière le Syr-Daria de l'Amou-Daria, faisant sentir son influence jusqu'aux approches du lac d'Aral; peut-être est-ce un écart de cette ligne de hauteurs qui, reparaissant après la traversée de l'Amou, vient former sur la Caspienne le promontoire si accentué de Manghichlak.

Dislocations du Turkestan. — Le trait le plus marqué du territoire aralocaspien, celui qui accuse le mieux sa structure spéciale, est la chaîne de hauteurs exactement rectiligne qui, sous le nom de

1. Konchine, Vidal de la Blache, *Annales de Géogr.*, V, p. 504.

Kopet-Dagh, en accompagne constamment le bord méridional. Le pied de cette chaîne, commencement de la steppe des Turkmènes, garde une altitude de 150 à 300 mètres; et il est immédiatement dominé par une haute muraille de sédiments plissés, dont une cime dépasse 3000 mètres, plusieurs autres s'élevant à plus de 2500.

Cette falaise, dont l'alignement si net est parallèle à celui de l'Oxus, ne peut manquer de trahir une grande dislocation à laquelle la steppe doit d'être si déprimée. En 1895, pendant qu'un tremblement de terre détruisait la ville de Koutchan, située dans le Khorassan, sur le cours de l'Atrek, au sud du Kopet-Dagh, un autre, longeant cette chaîne au nord, dérangeait en de nombreux points l'assiette du chemin de fer transcaspien, et se faisait sentir fortement dans la partie méridionale de la mer Caspienne.

Du reste, la mobilité du sol s'étend à toute la dépression aralo-caspienne et pénètre dans les chaînes du Tien-Chan. L'état singulier dans lequel se présentent aujourd'hui les ruines des anciennes constructions de Samarkande, dont les murs sont si fortement déviés de la verticale, tient à un tremblement de terre qui a précédé de peu la prise de possession de cette ville par les Russes. En 1887 une catastrophe de ce genre a sévi à Viernoié ou Viernyi, au nord du lac d'Issyk-Koul [1], que sa situation et sa grande profondeur désignent comme une cavité tectonique.

Ainsi, du Caucase à l'extrémité de la Sibérie, une ligne de vibrations séismiques traverse le massif de l'Asie. Nous avons déjà mentionné les traces de volcans échelonnées sur cette ligne en territoire sibérien. Ajoutons que des gisements de soufre natif s'observent en plein désert de Kara-Koum, enfin que des émanations de naphte et de pétrole, prolongement de celles de la Caspienne, se font jour le long de la dislocation méridionale du Turkestan [2].

Prolongements orientaux des chaînes tibétaines. — L'orographie du Tibet oriental et celle de la Chine occidentale sont encore si mal connues, qu'une grande réserve doit présider à tout essai d'analyse géographique de ces contrées.

D'après les dernières explorations [3], il semble bien établi que, vers le 85e degré de longitude à l'est de Paris, le Kouenlun se dilate en éventail, envoyant au nord-est l'Altyn-Tagh, qui finit par se recourber au sud-est en continuité avec les monts Nan-Chan, tandis que sa branche la plus méridionale, se dirigeant à l'est-

1. Ed. Blanc, *Bull. Soc. de Géogr.*, [3], XIII, p. 285. — 2. Ed. Blanc, *loc. cit.* — 3. Notamment celles de M. Obroutchew et celles de M. Loczy. — Voir le résumé donné par M. Futterer dans *Petermann's Mitteil. Ergänz.*, n° 119 (1896).

sud-est, formerait la chaîne centrale du Tibet, identique peut-être avec les Monts Dupleix et avec les monts tibétains Tanla.

Dans cette conception, cette chaîne méridionale se recourberait progressivement pour acquérir, près de Batang, la direction nord-sud qui caractérise les hauteurs indo-chinoises.

Dans le milieu de l'éventail, tandis que les chaînes Crevaux et Marco-Polo, suite de l'Akka-Tagh, manifesteraient une tendance semblable, d'autres chaînes plus voisines des monts Nan-Chan se poursuivraient à peu près de l'ouest à l'est, pour se raccorder avec la grande chaîne chinoise archéenne de Tsin-ling-Chan, qui sépare le bassin du Fleuve Jaune de celui du Fleuve Bleu. De cette façon, l'ensemble du Kouenlun occidental et de cette dernière chaîne formerait comme l'épine dorsale de l'Asie. Bien plus, M. Loczy est disposé à admettre qu'après une interruption, causée par un effondrement, cette chaîne, déviée au nord-est, reparaîtrait sous la forme des îles du Japon.

Massif chinois. — Toujours est-il qu'entre le Tsin-ling-Chan et les chaînes méridiennes du Sé-tchouen et du Yunnan s'avance, comme un coin, un territoire tout différent, le massif chinois. C'est un pays d'ancienne consolidation, où les accidents orographiques sont dirigés au nord-est, et où tous les dépôts marins sont d'âge primaire, les terrains secondaires, quand il s'en trouve, n'étant représentés que par des formations continentales.

Depuis la fin des temps carboniériens, les mers avaient respecté ce massif. Un système de plis dirigés à l'est-nord-est l'avait de bonne heure accidenté, mais sans donner accès aux eaux de l'Océan : et à l'époque où une fosse maritime continue permettait aux dépôts crétacés et tertiaires de se poursuivre depuis l'Europe jusqu'au bout de la région himalayenne en conservant des caractères analogues, le territoire oriental leur demeurait impénétrable, obligeant les mers à faire le tour par les Iles de la Sonde.

Il ne paraît donc pas déraisonnable d'admettre que ce massif se soit comporté à la façon d'un môle rigide, lorsque la grande poussée orogénique de la fin des temps tertiaires a fait émerger le fond de la fosse sédimentaire. Ainsi s'expliquerait la déviation vers le sud qu'éprouvent, au delà du méridien de Lhassa, tous les plis du Tibet, déviation qui les amène à venir se serrer comme dans un étau, entre le voisinage du coude du Brahmapoutra, où l'Himalaya semble s'arrêter, et le coude du Fleuve Bleu, pour s'épanouir ensuite en éventail de la *Birmanie* à l'*Annam*.

En même temps, contre le bord occidental du massif ancien se

serait dressée, du Tsin-ling-Chan au Yunnan, la chaîne nord-nord-est des Monts Yunling, dont le prolongement méridional impose au Fleuve Bleu des décrochements si caractéristiques, notamment autour de Likiang[1].

Relief et réseau hydrographique de la Chine. — La *Chine méridionale* doit son relief actuel au grand nombre des chaînons parallèles, dirigés au nord-est, qu'un plissement d'âge primaire y avait fait naître, et entre lesquels une série d'affaissements, antérieurs aux temps jurassiques, ont engendré des dépressions. Celles-ci ont été remplies par des grès rouges, de formation terrestre, et là où ces grès subsistent, en même temps que les formes déchiquetées des roches et leurs couleurs vives donnent au paysage, dans les crêtes, un caractère tout particulier de pittoresque, il en résulte des bassins fertiles, largement ouverts, comme le *Bassin Rouge* du Sé-tchouen.

La côte orientale de cette partie de la Chine, où les anciens plis aboutissent obliquement, et que peu de rivières accidentent, est presque partout escarpée. En outre, il y a dans le pays indépendance manifeste de la direction des cours d'eau et des lignes de partage relativement à ces plis primaires. Ceux-ci n'ont point exercé d'action sur le drainage de la contrée, et leur dessin n'apparaît actuellement que par suite de la différence de dureté des bandes plissées.

Ce qui a dirigé le réseau hydrographique, ce sont les dépressions nées avant l'époque jurassique entre les chaînes primaires. C'est dans une de ces dépressions, le Bassin Rouge, que, sous le nom de Kinchakiang, le Fleuve Bleu se fraye un chemin à partir du Yunnan. Dans des bassins semblables coulent parallèlement des affluents, c'est-à-dire le Woukiang, qui arrose le Kouéï-tchéou, le Yuen-Kiang, traversant le Hounan, enfin la rivière du Kiang-Si. Le Fleuve Bleu recueille tous ces tributaires, allant de l'un à l'autre par des cluses ouvertes à travers les plis primaires, et après chacune desquelles il épouse quelque temps la direction de son affluent. Ainsi son cours est constamment décroché en escalier.

Pays de la terre jaune. — Une des particularités les plus caractéristiques du territoire chinois septentrional est l'immense développement que prend le limon ou *terre jaune*. Cette formation, partagée en terrasses successives, couvre, dans le bassin du Hoang-Ho, un espace plus grand que la France, atteignant dans certaines

1. Bonin, *Soc. de Géographie*, 5 juin 1896.

parties une épaisseur de 600 mètres; de sorte que parfois, les montagnes en émergent comme des îles au-dessus de la mer, en même temps que l'érosion y a découpé une foule de ravins étroits aux parois perpendiculaires. En considérant que, dans les provinces de Petchili, du Chansi, du Kansou, du Chensi, du Honan et du Chantoung, la terre jaune forme une sorte de ceinture continue autour de la limite méridionale du désert de Mongolie, M. de Richthofen en a conclu que cette formation représentait les parties impalpables du sol, enlevées par le vent à la surface des déserts, puis fixées tout à l'entour par la pluie et la végétation.

Toutefois il convient d'observer que la terre jaune n'est pas un produit actuel; qu'à l'époque de sa formation le climat était tout différent, si bien qu'alors il se faisait en plein désert des dépôts limoneux particuliers; enfin que ce qui domine par-dessus tout dans les caractères du *loess* chinois, c'est l'influence prépondérante du ruissellement sur les pentes. C'est donc à l'abondance des pluies, antérieures à notre époque, qu'il faudrait attribuer la constitution de ce sol si merveilleusement propre à l'agriculture, et dont l'inépuisable fertilité a si fort influé sur les destinées du peuple chinois.

Archipel Japonais. — Le groupe des Iles du Japon laisse voir de l'archéen, contre lequel s'appuient des terrains primaires et secondaires plissés. Les éléments sédimentaires se montrent alignés suivant la direction générale des îles, ce qui prouve qu'il s'agit d'une chaîne de montagnes partiellement submergée, dont le développement total, en y comprenant Sakhalin, est de 3200 kilomètres[1]. Mais à côté de cette ordonnance générale, le massif est extrêmement morcelé, dans son relief comme dans sa structure. A travers ce morcellement, on y peut distinguer trois zones longitudinales distinctes : une zone médiane archéenne; une zone extérieure (c'est-à-dire du côté du Pacifique), faite de terrains primaires et secondaires plissés, enfin une zone interne, où à ces derniers terrains s'ajoute le tertiaire.

Tandis que les côtes orientales plongent rapidement vers les plus grandes profondeurs que l'on connaisse dans le Pacifique, le terrain s'abaisse doucement du côté de la mer du Japon, pour se relever de nouveau brusquement au contact de la Corée. La côte du Pacifique n'est donc que l'arête, à la fois plissée et fracturée, d'un

1. Naumann, *Ueber den Bau und die Entstehung der Japanischen Inseln*, Berlin. 1885. — Voir aussi Harada, *Versuch einer geotektonischen Gliederung der japanischen Inseln*, 1888.

territoire dont le côté interne est submergé sous les flots de la mer du Japon[1]. Cette mer est un bassin d'effondrement, dont l'archipel montre la périphérie, toute entrelardée de cassures, qui ont livré passage à des roches éruptives.

La plus remarquable de ces cassures est celle qui fait la limite entre la zone externe et la zone médiane. C'est une traînée continue de volcans et de fentes, le long desquelles le sol se déplace constamment, produisant ces tremblements de terre qui sévissent au Japon plus qu'en aucun autre lieu du monde.

Les crevasses longitudinales du Japon sont parfois croisées par d'autres fentes, comme celle qui, traversant la grande île[2] et passant justement par les gigantesques volcans Asamayama et Fouziyama, se prolonge au sud par les îles *Bonin* et les *Mariannes*. D'un autre côté la courbe que décrit l'archipel japonais le réunit aux plis si nettement marqués du sud-ouest de la Chine ou système *sinien*. De sorte qu'on peut dire que l'allure particulière et le morcellement de l'archipel sont imputables à la rencontre de deux systèmes de dislocations : celui du nord-est ou sinien, et celui qui, aligné du nord au sud, va de l'île *Sakhalin* aux Mariannes[3]. Les Kouriles et le Kamtchatka prolongeraient alors l'arc des plis chinois, rejeté vers le nord, à la rencontre du Japon, de toute la longueur qui sépare Tokio de l'île de Yéso.

Remarquons seulement que les plis siniens sont d'assez ancienne date. Leur formation remonte au début des temps secondaires. Leur relief ne serait aujourd'hui ressuscité que par érosion, en raison de différences de dureté des roches, et par fractures.

Indochine. — Une chaîne de montagnes, détachée de l'Himalaya près de la cluse du Brahmapoutra, définit le contour occidental de l'*Indochine* ; c'est la chaîne des monts d'*Arrakan*, qui vient finir au cap Négraïs, mais dont la direction reparaît de la façon la plus nette, dans les îles *Andaman* et *Nicobar*, où la courbe devient convexe et se raccorde avec le littoral rectiligne de Sumatra. Les volcans de boue échelonnés sur le rivage d'Arrakan, les changements de niveau dont l'île de Tchedouba porte la trace, et qui ont accompagné l'un de ces tremblements de terre si fréquents en *Birmanie*, les sources de pétrole et les anciens volcans de la contrée, situés aussi bien dans le continent que sur les îles, montrent qu'un écroulement récent a déterminé le contour oriental de l'océan Indien. C'est le régime des côtes asiatiques de l'est qui

1. Harada, *Die japanischen Inseln*, 1890. — 2. C'est la *fossa magna* de M. Edm. Naumann. — 3. Harada, *op. cit.*

commence ici, pour se poursuivre sans interruption du golfe du Bengale au détroit de Bering.

Le trait dominant de la péninsule indochinoise est l'allongement régulier, vers le sud-est, des chaînes de montagnes qui la parcourent, divergeant toutes du nœud commun où les chaînes tibétaines sont venues heurter l'ancien massif chinois. De cette manière, la péninsule est partagée en vallées longitudinales progressivement élargies, qui communiquent difficilement les unes avec les autres, et dont la moins resserrée est celle du Mékong. Ce fleuve envoie à la mer une énorme masse d'eau, évaluée à 1400 milliards de mètres cubes par an, et édifie par les matières transportées un delta qui n'est dépassé en ampleur que par celui du Gange.

Tout à côté du Mékong, où la profondeur d'eau est souvent supérieure à 50 mètres, coule, dans une gorge parallèle, la Salouen, qui descend comme lui des profondeurs du Tibet oriental. Au delà du 20e degré de latitude, les croupes séparatives de ces canyons sont à 1200 ou 1300 mètres au-dessus des rivières et, à latitude égale, le Mékong coule à 300 mètres plus haut que la Salouen[1].

Quant à l'Iraouaddy, il descend directement d'un grand massif, couvert de neiges perpétuelles, qui prolonge l'Himalaya au delà de la cluse du Brahmapoutra. L'énorme débit de ce fleuve, bien moins long que ses voisins, tient au remarquable épanouissement de ses affluents supérieurs, à la fonte des neiges du massif, et aux prodigieuses quantités de pluie qui viennent s'y abattre.

Arc malais. — La plus longue des chaînes de l'Indochine est celle qui forme l'axe de la presqu'île de *Malacca*. Avec l'ensemble des monts d'Arrakan, des Nicobar et de Sumatra, elle définit ce que M. Suess a appelé l'*arc malais*, c'est-à-dire la déviation méridionale du bourrelet indien, décrivant une courbe convexe vers le sud pour embrasser les îles de la Malaisie, avant de se recourber en sens inverse près de la côte australienne comme dans la Nouvelle-Zélande.

En effet, les petites îles de la Sonde et les montagnes de la *Nouvelle-Guinée*, de la *Nouvelle-Calédonie*, et de la *Nouvelle-Zélande*, dessinent un ensemble de rides qui, faisant face aux profondeurs du Pacifique, ont dû s'accumuler contre le bord d'obstacles résistants. De ces obstacles, l'un est resté bien visible; c'est ce continent australien, si semblable à l'Afrique par la nature du terrain, le peu de valeur du relief, l'abondance des dépressions sans écoulement.

1. Roux, voyage du prince Henri d'Orléans, *Ann. de Géogr.*, V.

Dislocations de la Malaisie. — Le reste a dû s'effondrer, donnant naissance à l'océan Indien, et voilà sans doute pourquoi les deux îles de Sumatra et de Java, au bord si exactement rectiligne, sont jalonnées par des volcans actifs, aussi nombreux que considérables, pendant qu'en avant de la cassure dessinée par leurs rivages, la sonde accuse de suite une chute extraordinairement rapide du fond jusqu'à plus de 4000 mètres.

La dislocation s'est fait sentir bien loin en arrière, sur le groupe des grandes îles et celui des *Moluques*, où justement l'arc malais est rejoint par une autre cordillère en partie submergée, celle qui, prolongeant les montagnes du Japon, se relie par les îles Liou-Kiou et les Philippines au groupe de la Sonde. De cette rencontre dérive sans doute le morcellement si bien accusé par les formes des Philippines, et surtout par l'île de Célèbes, dont les profondes échancrures offrent le type le plus achevé de la structure *chiragratique*[1]. Les mers intérieures de Célèbes et de Banda, avec leurs fosses fermées, de plus de 5000 mètres de profondeur, montrent quelle a été l'amplitude de ces dislocations, limitées au bord de la Cordillère sous-marine. En effet l'île de Bornéo, dont le contour occidental est si différent de celui de Célèbes, se relie aux côtes de Malacca et de la Cochinchine, comme à Sumatra et à Java, par une plate-forme immergée, où nulle part il n'y a sensiblement plus de 100 mètres d'eau. Et ce n'est qu'à partir du cap Padaran d'un côté, de l'île Palaouane d'autre part, qu'on voit revenir, dans la mer de Chine, des profondeurs notables, allant en croissant jusqu'à Formose.

De la même façon, tandis que les volcans abondent sur le bord de la partie écroulée, c'est-à-dire sur les rives sud de Sumatra, de Java, de Sumbava, de Florès, comme entre Timor et les Moluques, enfin dans ces îles et dans les Philippines, ils sont absents sur tout le pourtour méridional de la mer de Chine. Cette partie semble dénoncer principalement l'érosion marine, agissant sur un territoire où dominent à l'ouest les sédiments primaires et le terrain archéen. On peut donc admettre qu'avant sa dislocation, la région formait avec la Chine un ensemble résistant, d'ancienne consolidation, lequel aurait obligé les plissements modernes à faire le tour du massif, d'un côté par l'arc de la Sonde, de l'autre par l'arc des Liou-Kiou et des Philippines. Et cela est d'autant plus admissible, qu'on trouve en Indochine, et notamment au Tonkin,

1. Voir plus haut, p. 530.

des sédiments secondaires d'origine terrestre, qui indiquent que ces pays ont su défendre très longtemps leur condition continentale.

D'autre part, l'épanouissement en éventail des chaînes de montagnes méridionales, au sortir de l'étau formé par la rencontre de l'Hindoustan et de la Chine, devait prédisposer l'extrémité du territoire indochinois à une moindre résistance contre les efforts de morcellement.

Iles de la Sonde. Philippines. — La disposition générale que nous venons de décrire est bien mise en évidence par l'orographie originelle de l'île de *Sumatra*; nous voulons dire celle qui se manifeste si l'on fait abstraction des nombreux cônes volcaniques, tardivement édifiés à sa surface. On constate alors que l'île se compose de deux moitiés, l'une occidentale, montagneuse, l'autre qui forme une plaine basse sans accidents.

Sur la première se dressent de vraies chaînes, de 600 à 1500, parfois même 1800 mètres d'altitude, entre lesquelles subsiste plus d'un cours d'eau longitudinal; et c'est sur ce socle que repose la belle série des volcans de l'île, dont les sommets se tiennent entre 2900 et 3700 mètres. Du revers oriental sortent les fleuves, dont les alluvions ont peu à peu édifié une immense plaine, en partie marécageuse, où aucun point n'atteint 200 mètres.

L'île de *Java* porte, à un degré bien plus marqué que Sumatra, l'empreinte de l'action volcanique. Il n'est pas de contrée où cette action se montre plus prépondérante. Il n'y existe pas de terrains plus anciens que le crétacé, et c'est sur une plaine basse de tertiaire et d'alluvions que s'élèvent les nombreux cônes actifs de l'île, dont 14 dépassent l'altitude de 3000 mètres[1].

L'île de *Bornéo* renferme des massifs montagneux, formés de schistes anciens ou de terrains volcaniques, plus démantelés et par conséquent moins jeunes que ceux de Java. Les intervalles des hauteurs sont comblés par des dépôts tertiaires et des alluvions, surtout du côté du sud, où la profondeur de la mer est insignifiante, et aussi du côté de l'est.

Les plus violentes explosions du groupe des îles de la Sonde, notamment celles du Temboro et de Krakatoa, se sont toujours produites au voisinage de la cassure méridionale, tout près de la fosse profonde qui, dans l'océan Indien, côtoie si exactement Java, Sumatra et Sumbava.

L'état, encore très incomplet, de nos connaissances sur la cons-

1. Le volcan le plus élevé est le Semerou (3676 m.). On compte 45 cimes comprises entre 3000 et 2000, 50 entre 2000 et 1000, et 22 au-dessous de 1000.

titution géologique des îles de la Sonde et des Philippines, impose jusqu'à nouvel ordre une grande réserve. Toutefois, même en prenant acte du morcellement incontestable de ce territoire, on ne peut s'empêcher de faire remarquer que le terrain tertiaire y occupe une assez grande place; que, dans les Philippines, certains calcaires de cet âge sont portés à 1200 mètres de hauteur[1], qu'à Java même le tertiaire plissé s'élève jusqu'à 2000 mètres[2] et qu'ainsi, à côté d'effondrements incontestables, il y a eu aussi soulèvement et émersion. L'ensemble des terrains d'origine marine que ces îles mettent à découvert est donc sensiblement plus jeune que tout ce qu'on observe sur la côte asiatique, et il n'est pas défendu de penser que, par cet archipel, la terre ferme a peut-être plus gagné, depuis l'époque secondaire, qu'elle n'a perdu le long du littoral chinois. Il semble résulter des faits actuellement acquis que deux catégories de mouvements inverses se sont succédé dans ces contrées : d'abord des plissements d'âge tertiaire qui, en augmentant l'ancien continent asiatique, ont permis l'arrivée des mammifères des Monts Siwalik à Sumatra, à Java et jusqu'à Mindanao, tandis que la faune de l'Inde actuelle réussissait à pénétrer à Bornéo; ensuite des effondrements post-tertiaires, qui ont déterminé le morcellement de l'archipel, et isolé les « colonies » zoologiques d'origine asiatique. Ici, comme dans bien d'autres cas, les effondrements apparaîtraient comme la conséquence et le contre-coup d'un soulèvement préalable.

1. Sievers, *Asien*, p. 257. — 2. Verbeek et Fennema, *Java*.

VINGT-CINQUIÈME LEÇON

LES PLATES-FORMES INDO-AFRICAINES

Définition des plates-formes indo-africaines. — L'Europe nous a offert l'exemple d'un territoire où, du nord au sud, se succèdent régulièrement des zones de moins en moins anciennes, dont chacune, au cours des âges, est venue s'accoler à la précédente sous la forme d'une série de bourrelets. En Asie, nous avons vu prédominer les hautes chaînes, tour à tour divergentes et convergentes, enfermant une série de massifs elliptiques, les uns de haut relief, les autres déprimés et sans écoulement vers la mer, mais tous essentiellement plissés. Avec les terres africaines, un nouveau type apparaît : celui d'une plate-forme qui, de bonne heure, s'est montrée réfractaire à la sédimentation marine comme aux plissements, de sorte que son relief offre souvent une indécision que le seul tracé des cours d'eau suffit à mettre en lumière.

Ce caractère n'est pas exclusivement propre à l'Afrique. L'Arabie, la Syrie, l'Hindoustan, l'Australie, y participent également. Aussi, comme la géologie nous autorise à y voir d'anciens appendices, aujourd'hui isolés, d'une grande terre équatoriale, réunirons-nous ces contrées avec l'Afrique dans une même description, sous la rubrique de *plates-formes indo-africaines*.

Aperçu général sur l'Afrique. — L'Afrique, lorsqu'on en sépare, comme nous l'avons fait, la région de l'Atlas, forme un immense plateau, dont les côtés ne présentent aucune échancrure, et sur la surface duquel n'apparaissent nulle part des chaînes de sédiments récemment plissés. Pour ce motif, le relief du continent est très mal défini, du moins sur toute la partie occidentale. Les dépressions privées d'écoulement extérieur y occupent une grande

étendue, et les cours d'eau, n'ayant pas à subir d'influences directrices qui commandent leurs tracés, affectent des allures très capricieuses, plusieurs d'entre eux tournant longtemps le dos à la mer où ils doivent aboutir, et ne l'atteignant qu'après avoir décrit de longs circuits compliqués.

En outre, la presque totalité du sol de l'Afrique, au sud du 13e degré de latitude nord, est constituée par des sédiments à peu près horizontaux, qui ne remontent pas sensiblement au delà du début des temps secondaires et paraissent être de formation exclusivement *continentale*. Ce sont en majorité des grès de couleur claire. Mais cette couverture n'est pas assez épaisse pour ne point laisser apparaître, en maint endroit, son substratum primaire ou archéen [1], de sorte que l'Afrique est, de tous les continents, celui où les affleurements anciens sont le plus régulièrement éparpillés (voir la figure 124, page 321). On sent qu'il s'agit d'un plateau primaire, qui devait être à peu près façonné en pénéplaine et devenu tout à fait rigide, lorsqu'il a été soustrait pour toujours à toute invasion marine. De la sorte, ses creux se sont tapissés de dépôts d'origine terrestre, et les efforts ultérieurs de dislocation se sont bornés à y ouvrir des cassures, dont plusieurs ont ramené au jour la base sur laquelle reposaient les sédiments secondaires.

Par l'effet de ces mouvements, la surface a éprouvé un gauchissement, qui y a fait naître un certain nombre de bassins déprimés ; et ceux que leur latitude condamnait à subir l'influence desséchante des vents alizés sont devenus des déserts ou des steppes. Pour beaucoup d'entre eux, l'insuffisance du modelé par les eaux courantes n'a pas permis la constitution d'un drainage régulier aboutissant à la mer.

D'autre part, le plateau africain tend manifestement à se disloquer suivant des fractures linéaires, généralement alignées du nord au sud, et dont le parcours est marqué par des volcans. Ce sont de véritables bourrelets de rupture, accidentés de fosses d'écroulement, sur le fond desquelles les pluies équatoriales entretiennent un certain nombre de grands lacs ; et il en est une, la fosse de la Mer Rouge, qui a été envahie par les eaux de l'Océan.

Pour garder un ordre aussi logique que possible dans les descriptions qui vont suivre, nous distinguerons en Afrique quatre régions : 1° la région du nord ou saharienne ; 2° l'Afrique équato-

1. C'est Livingstone qui a dit que, dans l'Afrique australe, l'ossature de granite, quoique souvent cachée, *perce çà et là sous la peau.*

riale à l'ouest des grands lacs; 3° l'Afrique australe; 4° l'Afrique orientale, qui va des bouches du Nil à celles du Zambèze, et qui servira de trait d'union pour passer aux plateaux de l'Asie méridionale.

Divisions de la région saharienne. — L'orographie, d'accord avec la géologie, enseigne à distinguer dans le *Sahara* deux parties, séparées par une ligne un peu sinueuse, qui va du sud du Maroc au Darfour. L'ossature de cette limite est constituée par deux massifs culminants, l'un et l'autre archéens, celui de l'Ahaggar (plus de 1000 mètres), au sud du Sahara algérien, et celui de Tibesti (cimes du Tarso à 2400 mètres) au sud-ouest du désert libyque. Tous deux portent des volcans éteints et cette même particularité distingue le massif également archéen d'Aïr, situé à la limite du désert et de la steppe méridionale. L'alignement très net de l'Ahaggar et du Tibesti, au sud-est, est encore accentué par les plateaux ou *tassili* de grès dévoniens qui les bordent au nord, et contre lesquels est venu mourir, d'In Salah au Darfour[1], l'effort des mers crétacées. Seulement, entre l'Ahaggar et le Tibesti, un épanouissement du terrain primaire détermine un grand croissant, que contourne, au sud de la Tripolitaine, la *Hamada el Homra*, grande plate-forme crétacée dont la continuation fait tout le fond du désert libyque jusqu'au Nil.

Au nord de la limite ainsi définie, le fond de la région saharienne est formé par des sédiments crétacés ou tertiaires; de l'autre côté, on ne voit plus que des couches primaires.

Caractères du Sahara. — Le caractère essentiel du Sahara est de former d'immenses plateaux, où les couches sont sensiblement horizontales, et qui, traversés par des vallées ou *oueds*, se limitent par de grandes lignes de falaises découpées, au profil souvent assez accentué pour recevoir le nom de *djebel* ou montagnes.

Ces plateaux, qui sont les *hamada* des Arabes, les *tassili* des Berbères, sont tantôt de calcaires, tantôt de grès de couleur foncée. Les terrains primaires occupent presque seuls le Sahara occidental ou *marocain*, tandis que les *hamada* du Sahara central, *algérien* et *tunisien*, sont surtout de calcaires crétacés, parfois de grès, et que les calcaires nummulitiques du tertiaire dominent dans la partie septentrionale du Sahara oriental ou *libyque*.

Les ondulations à très grand rayon, que dessinent les couches sédimentaires de ces plates-formes, ont leurs parties synclinales

1. On peut être seulement beaucoup plus au nord, si le grès de Nubie ne doit pas être rangé dans le crétacé.

occupées par des nappes très étendues d'alluvions anciennes, qui attestent à quel point le régime du Sahara différait, à la fin des temps tertiaires, de ce qu'il est aujourd'hui. Des cours d'eau y circulaient, qui découpaient les plateaux, isolant parfois des témoins ou *gour*, aussi bien dans les plus anciennes alluvions elles-mêmes que dans les sédiments de divers âges.

L'Erg oriental, au sud de la Tunisie, les déserts d'Edeyen et de Mourzouk, enfin le grand désert de Libye, représentent l'effet du climat sur ces énormes surfaces où tant de matériaux, provenant soit des grès, soit des alluvions anciennes, s'offrent aux actions

Fig. 149. — Les dunes de Ghardaïa (Photographie communiquée par M. Arrault).

éoliennes. Le passage répété des grains de sable sur les hamada calcaires les rend unies et glissantes comme du marbre, et les dunes s'accumulent en montagnes contre tous les obstacles dressés en travers de la direction du vent dominant. C'est ainsi que, dans le Grand Erg, au-dessous d'un enchevêtrement de dunes monstrueuses, M. Foureau a trouvé toute une ossature rocheuse, avec des traces de vallées relativement basses, où l'on observe des fragments roulés de lave et des coquilles d'eau douce.

La figure 149 représente un paysage typique de l'Erg.

Les *oasis* du Sahara algérien sont de deux sortes[1] : il y a les *oasis de rivières*, situées sur le lit même ou sur les bords des *oueds*,

1. G. Rolland, *Hydrologie du Sahara algérien.*

c'est-à-dire de ces cours d'eau sahariens, où l'eau ne coule à découvert que par moments, mais qui sont presque toujours le siège d'un certain écoulement souterrain à travers les sables et graviers du fond. La seconde catégorie est celle des *oasis à sources naturelles* (Zab occidental, Djérid, Oued-Rir), où l'eau peut apparaître, soit après un plus ou moins long parcours à travers les fissures des *hamada*, soit sur la lisière des grandes dunes, dont le pied emmagasine souvent d'assez fortes quantités d'eau.

Bordure septentrionale du Sahara. — La bordure septentrionale du Sahara résulte d'un affaissement, d'une amplitude de quelques centaines de mètres, qui s'est produit après l'époque pliocène contre le bord du massif plissé de l'Atlas saharien. Les coupes de M. Rolland[1] montrent que partout ce massif s'abaisse brusquement au sud, soit par une série de plis, soit par des cassures, affectant les assises crétacées, qui disparaissent sous les alluvions anciennes, pour reparaître beaucoup plus loin au jour, mais cette fois avec une allure sensiblement horizontale, dans les *hamada* du Sahara.

Rien n'est plus caractéristique que ces murailles, parfois presque verticales, qui se dressent en ligne droite devant l'immensité du désert. Tel le rocher sur lequel est bâtie la ville de Laghouat, et où les bancs calcaires plongent de 45 degrés au sud-est[2].

Cette ligne d'affaissement, qui en somme correspond à un pli synclinal plus ou moins rompu au bord, est du reste d'ancienne date dans son dessin primitif; car un large ruban de terrain tertiaire se montre dans le désert, sur la partie orientale du Sahara algérien et tunisien. Il y avait donc là un sillon dont profitait la mer nummulitique. Le pli qui le bordait au nord s'est plus nettement prononcé à l'époque du principal soulèvement des Alpes Alors, contre son pied, se sont formés les conglomérats et les couches lacustres du pliocène. A leur tour, ces dépôts, pendant les temps quaternaires, entraînés par un affaissement du sillon saharien, ont dû s'incliner vers le sud, descendant par endroits un peu au-dessous du niveau de la mer.

Seulement il est à remarquer que l'accident de la bordure du Sahara ne correspond pas à un changement de facies des terrains. Le crétacé du désert est le même que celui des chaînes plissées de l'Atlas, et les rapports entre les deux régions rappellent beaucoup ceux des Carpathes avec la plate-forme russe qui leur fait face[3].

1. *Mission Choisy. Géologie.* — 2. G. Rolland, *Bull. Soc. géol.*, 1881, p. 511. — 3. Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 464.

Chotts tunisiens. Bord du désert libyque. — La zone des Chotts tunisiens, qui se poursuit depuis Biskra jusqu'à Gabès, appartient à cette dépression longitudinale, dont l'effet atteint son maximum au Melrir, qui a sa surface, par endroits, à 31 mètres au-dessous du niveau de la mer. Là se perd l'Igarghar, qui descend directement des montagnes de l'Ahaggar. C'est au Melrir qu'on peut constater combien l'affaissement de la bordure saharienne doit être peu ancien ; car des traces de rivages maritimes, à coquilles récentes, s'observent sur le seuil de Gabès, mais ne se retrouvent pas vers l'ouest autour des parties déprimées.

De la même façon, une ligne de dépressions, jalonnée d'oasis, marque le bord septentrional du désert libyque, vers le 29e degré de latitude nord, et le sol s'y abaisse par endroits entre 10 et 75 mètres au-dessous de zéro. Mais c'est un plateau tertiaire, et non une chaîne plissée, qui sépare la mer de ce ruban affaissé.

Sahara occidental et méridional. — Tout ce qui se trouve à l'ouest de la bordure primaire que nous avons définie, c'est-à-dire l'immense triangle qui a son sommet au Darfour, et sa base sur l'Atlantique entre le cap Ghir et le Sénégal, est une plate-forme de terrains primaires et archéens, en partie recouverte d'alluvions anciennes, et semée de quelques lambeaux tertiaires. Sur cette surface, presque absolument dépourvue de relief, s'étendent les grands déserts de dunes d'Iguidi et de Ouaran, dont le premier se prolonge par l'Erg occidental jusqu'aux approches des Chotts tunisiens. Au sud du désert de Ouaran est la grande dépression d'El-Djouf, dont l'altitude n'est que de 120 à 130 mètres. Le sel y est abondant et s'exploite en grand, dans la région de Taoudéni, pour les besoins du Soudan. Ensuite apparaît le pays de Tombouctou, dont nous reparlerons plus loin.

La partie méridionale du Sahara, jusque vers le 15e degré de latitude sud, appartient à la zone des steppes, parce qu'elle commence à ressentir le bénéfice des pluies équatoriales. Le lac Tchad est à cheval sur la steppe et la bande des forêts mélangées de savanes, où il tombe plus de 60 centimètres d'eau. Ce lac, dont l'étendue, suivant les saisons, peut varier du simple au double, n'occupe pas la partie la plus basse de la région. Son altitude étant d'environ 270 mètres, il existe, paraît-il, entre lui et le massif de Tibesti, un point à 160 mètres, dans la dépression de Bodélé.

Afrique équatoriale. Caractères généraux. — L'Afrique équatoriale est essentiellement caractérisée par les pluies abondantes qui s'abattent sur sa surface. Il en résulte non seulement une

végétation exubérante, exprimée par les grandes forêts tropicales, mais une activité des eaux courantes qui suffit à compenser l'incertitude du relief primitif. C'est pourquoi, bien que la partie de cette région située à l'ouest des grands lacs (la seule que nous considérions ici) ne diffère pas sensiblement, par sa structure générale, des déserts sahariens, les rivières ont partout trouvé moyen de déboucher à la mer. Sans doute, à en juger par les détours de leurs tracés, elles n'y sont pas parvenues du premier coup, et des dislocations tardives ont pu contribuer à leur ouvrir une issue vers la côte. Mais ce résultat est aujourd'hui acquis, et le Sénégal, le Niger, le Congo, etc., drainent ces immenses surfaces sans rien laisser échapper à leur influence.

Les régions équatoriales de l'Afrique se font remarquer, surtout au voisinage des rivages, par l'immense développement que prend une formation d'argile rouge ferrugineuse, dite *Latérite*. Cette argile résulte de la décomposition des roches sur place, sous l'influence de la chaleur et de la grande humidité. La formation est favorisée par l'acide azotique contenu dans les pluies tropicales, et par la pauvreté en humus d'un sol où les termites dévorent des masses de matière végétale[1]. L'épaisseur de la latérite est telle qu'il y a des espaces considérables, notamment en *Guinée*, sur lesquels il est impossible de reconnaître la nature du sous-sol, désagrégé jusqu'à une profondeur de bien des dizaines de mètres.

Deux régions se partagent l'Afrique équatoriale : le *Soudan*, ou bassin du Niger et du Sénégal, et le *bassin du Congo*.

Soudan. Cours du Niger. — Par une particularité qui concorde bien avec le caractère irrégulier du relief africain, le nœud orographique du *Soudan* se trouve tout près de la côte, dans le massif surtout granitique et primaire, d'ailleurs assez doucement étalé, du *Fouta-Djallon*. De là s'échappent la Gambie, le Sénégal et le Djoliba ou Haut-Niger. Mais tandis que les premiers sont assez rapidement conduits à la côte, en franchissant la plate-forme de grès adossée au massif primaire, le Djoliba, guidé vers le nord-est par une ramification du Fouta-Djallon, envoie vers le désert l'énorme masse d'eau qui, dans la saison pluvieuse, s'abat sur la région de ses sources.

Aussi le fleuve se divise-t-il bientôt en un grand nombre de bras, réunis en temps d'inondations, et laissant entre eux, en basses eaux, des lacs ou des marécages permanents.

1. Passarge, *Congrès géographique de Londres*.

Ce régime continue sans altération jusqu'à Tombouctou, où le fleuve fait tout d'un coup, vers l'est, un coude que rien ne semble justifier, tant le relief est insignifiant dans la vaste steppe, à bouquets de mimosées, qui entoure cette ville. De là le Niger court en ligne droite jusqu'à Tosaje, après quoi il prend une direction très nette au sud-sud-est, dans un lit bien défini, en pleine roche, et complètement exempt des précédentes divagations, entourant ainsi, jusqu'au 10e degré de latitude, la célèbre *boucle du Niger*.

Un tel détour est fait pour surprendre, et autorise la supposition qu'à une autre époque, avant d'avoir trouvé ce débouché, le Niger supérieur pouvait bien se perdre dans quelque dépression du désert voisin.

C'est ce que confirme la découverte, toute récente[1], d'une importante nappe lacustre à l'ouest de Tombouctou. On a constaté qu'un affluent qui passe au sud de cette ville, et qui en basses eaux s'écoule vers le Niger, devient, en temps de crues, un *déversoir* pour le fleuve, dont il amène les eaux dans les lacs Telé et Faguibine, cachés derrière des plateaux escarpés, de 80 à 120 mètres de hauteur. Ces lacs, hier insoupçonnés et dont le plus grand, le Faguibine, a 110 kilomètres de long sur une largeur moyenne de 10, avec des fonds allant jusqu'à 40 et même 60 mètres, forment par leur ensemble une nappe comparable à celle du Tchad. Ils sont d'ailleurs précédés par d'autres déversoirs semblables, les lacs Horo et de Fati, encadrés entre des hauteurs régulièrement alignées, sans parler du lac permanent de Débo, situé plus en amont.

Toutes ces cavités lacustres, presque confondues en temps d'inondation, contrastent avec la régularité qu'offre le Niger à partir du dernier coude de Tosaje. Là, le fleuve coule constamment, avec une largeur de 1000 à 1500 mètres, soit sur le granite, soit sur les grès horizontaux, d'âge mal défini mais certainement post-primaire, qui vont désormais prédominer jusqu'au cap de Bonne-Espérance. Une seule zone de rapides, causée par une barrière de granite, entrave le cours près de Boussa et dure environ 40 kilomètres, pour une différence totale de niveau de 50 mètres[2]. Le reste ne présente aucun obstacle à la navigation.

Dislocations et régime du Niger. — D'autre part, la direction parfaitement rectiligne que suit le Niger, depuis son coude, va passer juste au sommet de l'angle droit que dessine le rivage afri-

1. Voir P. Vuillot, *Soc. de géographie*, Comptes rendus, 1894, p. 337, et Bluzet, *Bull. Soc. de géographie*, [7], XVI, p. 374. — 2. Toutée, *Société de géographie*, 6 déc. 1895.

cain, entre la Guinée et le Congo, là où s'élèvent le volcan Cameroun et la chaîne des îles volcaniques du golfe de Guinée. Tout s'accorde donc à désigner le Niger inférieur comme la trace d'une dislocation assez récente, par laquelle un écoulement aurait été donné à des eaux qui, dans l'origine, pouvaient stationner autour de Tombouctou, dans les lacs intérieurs dont l'existence vient de nous être révélée.

Les îles volcaniques qui s'échelonnent en ligne droite, entre Fernando-Po et Annobon, plaident encore en faveur de cette hypothèse; car elles jalonnent certainement le bord d'une cassure récente, allant concourir au Cameroun avec celle du Niger.

La grande courbe que décrit le Niger dans le nord a sur le régime du fleuve une influence très marquée. En effet, deux sections du cours d'eau, celle qui est voisine de la source, et celle qui fait suite au coude de Tosaje, reçoivent en même temps les grandes pluies tropicales; et c'est au moment où l'effet de ces pluies sur le cours inférieur va cesser qu'arrive le produit envoyé par les hautes branches. C'est pourquoi, de Tosaje à la jonction de la Bénoué, le fleuve reste presque constamment navigable, sous réserve des difficultés locales que peuvent causer certains rapides au fond de granite[1].

Congo. — Le bassin du Congo s'est constitué, selon M. Barrat[2], après l'émersion du plateau africain, par l'assèchement progressif d'une série de réservoirs plus ou moins affaissés, placés à différentes altitudes et s'écoulant les uns dans les autres jusqu'à l'Océan. Les limites de ces divers réservoirs ne sont pas sans relation avec les crêtes rocheuses des terrains anciens, cachées sous les grès et peu à peu dégagées par l'érosion.

Le mécanisme de cette érosion paraît assez simple. Au début de la période crétacée, l'Afrique formait comme une immense table[3], percée de loin en loin par quelques saillies des terrains anciens, toujours voisins, soit au jour, soit en profondeur, des lignes de dislocation récentes. L'érosion poursuivie depuis lors a eu pour effet de dégager les massifs anciens, de creuser dans la couverture gréseuse des sillons, parfois assez profonds pour laisser apparaître l'ossature primaire, enfin de déchiqueter les bords des plates-formes sédimentaires. En même temps, par l'affaissement progressif des cuvettes comprises entre les massifs anciens, la partie centrale des grès se tassait, préparant les bassins des fleuves

1. Nous devons cette observation à M. Toutée. — 2. *Annales des Mines*, avril 1895. — 3. Barrat, *op. cit.*

futurs. Ainsi, ajoute M. Barrat, « tandis que l'Ogoué, solidement établi sur l'apophyse résistante des monts granitiques de Cristal, que le Niari et le Nyanga, soutenus par deux axes rocheux parallèles, devaient rester des cours d'eau secondaires, l'affaissement de toute la vaste région équatoriale et australe allait former un fleuve immense, le Congo ».

Le centre de ce bassin est marqué par la rencontre du fleuve avec ses principaux affluents, Sanga, Oubanghi, Kassaï. Dans la saison des pluies, il n'y a plus là qu'un vaste marécage, dont les lacs Mantoumba et Léopold II sont les restes permanents. Pour s'en échapper, le Congo franchit par des rapides la zone des schistes anciens qui se poursuit, tout le long de la côte, depuis l'Ogoué jusque dans le cœur de l'Angola.

L'apparition, près des côtes, des massifs anciens dégagés par l'érosion et les mouvements du sol, donne souvent l'impression d'une chaîne côtière, que le fleuve franchit par des rapides, et en arrière de laquelle se trouve une dépression. Mais ce n'est qu'une apparence, et si les sommets culminants qui entourent l'Ogoué dans la région des rapides s'élèvent à 500 ou 600 mètres, en arrière, chez les Batékés, dans le pays des grès, on atteint 800 mètres.

Régime hydrographique du Congo. Altération des grès. — Les fleuves ont commencé par couler sur les plates-formes gréseuses descendant à l'Océan par gradins, de table en table, comme cela se passe dans le haut Ogoué. Mais quand l'érosion a atteint le substratum archéen ou primaire, l'influence directrice des roches de ce dernier s'est fait sentir, obligeant les cours d'eau à suivre pendant quelque temps les bandes granitiques ou les arêtes schisteuses, pour les franchir enfin à angle droit, par des décrochements successifs.

La part que les dislocations ont prise à l'établissement de ce régime hydrographique ne saurait être niée, quand on constate que, dans l'estuaire si remarquablement rectiligne du Congo, la sonde accuse 609 mètres.

Dans l'intérieur des massifs de grès blanc, friable, l'érosion a isolé des rochers où les couches horizontales, en retraite les unes sur les autres, dessinent des *escaliers de géants*. Et l'altération de ces grès engendre des dunes, qui chez les Batékés atteignent 200 ou 300 mètres de hauteur.

Afrique australe. Aperçu général. — L'Afrique australe, considérée au sud du Zambèze, est essentiellement constituée par un plateau qui a légèrement fléchi en son milieu. Presque nulle part

ce plateau n'arrive jusqu'à la mer. A l'ouest, il en est séparé par l'important bourrelet archéen des Namakoua, formé d'une série de rides de gneiss progressivement croissantes. Au sud, il laisse se poursuivre, dans la *colonie du Cap*, un assez large ruban de roches primaires disloquées, à surface sensiblement aplanie, qui reparaissent sur le bord des pays de *Natal* et des *Zoulous*.

C'est en arrière de cette bordure que surgit, comme une falaise intérieure, la tranche du plateau sédimentaire, constitué par une puissante série, à peu près horizontale, de dépôts terrestres en majeure partie gréseux, appartenant à la fin des temps primaires et au début de l'ère secondaire. Plongeant au nord, où il a laissé se former en son centre le vaste bassin quaternaire du lac Ngami (900 m.), le plateau s'incline aussi un peu vers l'ouest, où il est dominé par les rides gneissiques de la côte. En revanche, il s'élève au sud, où sa crête atteint des altitudes de 2000 et même de 3000 mètres, et encore plus à l'est, dominant la côte de Cafrerie sous la forme d'un rempart dont quelques cimes dépassent 3000 mètres.

Plates-formes du Cap. — La série des sédiments horizontaux de cette plate-forme se dessine dès *Le Cap*, où sa base apparaît, couronnant de ses assises gréseuses régulières, aux parois verticales en escalier, un socle archéen de formes beaucoup plus adoucies. C'est la *Montagne de la Table*, type d'un genre de formes orographiques spécial aux plateaux de roches dures bien stratifiées, les éminences tabulaires (*Tafelberge* des Allemands).

Le même grès se montre dans la montagne de Bokkeveld, et forme le premier gradin escarpé qui domine le rivage méridional de la colonie, s'élevant au-dessus des rides primaires du littoral.

Ce gradin se termine par une plate-forme très nettement dessinée, d'une altitude moyenne de 1330 mètres; c'est la plaine de Karoo[1], plaine ondulée sèche, couverte de buissons, assise sur un massif de grès supérieur au précédent, et comme lui en couches sensiblement horizontales, quelquefois découpées par l'érosion en cimes tabulaires.

Après cette plaine, on voit se dresser le second gradin, dont l'arête, haute de 2400 mètres au plus, est le bord de la *Terrasse de Nieuweveld*. C'est encore une plate-forme presque absolument unie, assez sèche, où le grès dit de Karoo domine, et qui descend progressivement au nord vers le fleuve Orange, aux bords duquel

1. Ce nom est dérivé d'un mot hottentot qui signifie *sol aride* (Reclus, *l'Afrique méridionale*, p. 439).

reparaît le substratum archéen. Si cette plate-forme s'isole de la précédente, c'est parce que des nappes éruptives sont intercalées à diverses reprises dans les grès de Karoo, et deviennent, en raison de leur meilleure résistance, la cause de la division topographique du massif en terrasses successives. Chacune de ces terrasses prend pour base une des nappes dures, dont la tranche fait le rebord abrupt du gradin, et se découpe parfois en colonnades naturelles d'un aspect monumental.

Pays d'Orange et de Natal. — La plate-forme du Nieuweveld se prolonge au nord-est dans l'état d'Orange et le Transvaal. Toujours elle se relève fortement vers l'est; de sorte que son arête orientale se dessine, dans la colonie de Natal, par les Monts des Dragons (Drakenberge) ou Quathlamba, hautes crêtes dont l'altitude se tient souvent aux environs de 3000 mètres, et qu'accidentent des vallées profondément encaissées. Généralement les crêtes, ainsi que les plus hautes cimes de la région, sont formées par l'affleurement des nappes éruptives résistantes, subordonnées aux grès : ceux-ci ont été découpés comme partout en nombreuses montagnes tabulaires et quelquefois en apparences de forteresses, comme le Giant's Castle (2944 m.).

Les hautes crêtes en question forment, sur les pays de Natal et des Zoulous, tantôt un, tantôt plusieurs remparts, qui alors sont rectilignes et parallèles, marquant généralement l'affleurement des nappes de trapps. Quand on a dépassé la zone des roches primaires qui s'étend à la base du rempart le plus extérieur, on revoit au pied de cette zone, tout contre le rivage de Natal, un ruban disloqué des mêmes grès de Karoo, en couches plongeant vers la mer. En comparant la situation de cet affleurement littoral à l'altitude du Mont aux Sources (3005 m.), on apprécie bien l'importance de la dislocation qui a ainsi mis en saillie le bord oriental de la plate-forme sud-africaine.

Transvaal, Kalahari, Damaraland. — Les grandes plaines de Karoo viennent finir au nord-est dans le Transvaal, où l'on revoit affleurer la partie inférieure du massif sédimentaire, celle qui correspond au grès de la Table du Cap. Cet affleurement se produit dans le célèbre *Witwatersrand*, chaîne de hauteurs qui sert de ligne de partage entre le Limpopo et le Vaal, et dont les flancs recèlent les riches conglomérats aurifères découverts en 1887. Le mot de *rand*, c'est-à-dire *bord*, qui lui est appliqué, et qui revient souvent dans la désignation des hauteurs de l'Afrique australe, montre qu'on a de suite bien apprécié le caractère dominant des lignes de

relief de la contrée. Ce sont bien en effet les bords, tranchés par des cassures et découpés par l'érosion, des massifs sédimentaires qui s'étaient étalés sur le socle primaire.

Au sud du Witwatersrand, et par conséquent dans des couches supérieures, appartenant au grès de Karoo proprement dit, sont les gisements de charbons de la contrée.

Les grès du Transvaal s'appuient contre un massif granitique, qu'on voit se développer au nord, dans le pays des Matabélés. Mais à l'ouest, la plaine gréseuse s'abaisse, souvent accidentée de dépressions salines où séjournent les eaux de pluie, jusqu'à ce qu'on arrive à la *steppe de Kalahari*, que borde au nord la cuvette dont le Ngami occupe le fond.

Tous ces hauts territoires, dépourvus de relief, en majeure partie perméables et placés sur le parcours des vents alizés, seraient condamnés à devenir des déserts, si le voisinage de l'Océan Indien ne les faisait bénéficier d'une certaine quantité de pluie. La chute annuelle, supérieure à 60 centimètres sur la côte orientale, ne s'abaisse au-dessous de 20 que sur le méridien du Ngami. De la sorte, tandis que les plaines des Boers se prêtent bien à l'agriculture, et que la partie sans écoulement du Kalahari et du Ngami demeure une steppe, c'est seulement sur la côte de Namakoua, là où pourtant les vallées aboutissent à la mer, que se montrent les conditions désertiques, c'est-à-dire les sables et les dunes. Les plis concaves du gneiss y abritent de grandes nappes de sable quartzeux, provenant de la désagrégation même du terrain, où se trouvent aussi des grès.

La même chose a lieu pour le Damaraland, où la région côtière est désertique, tandis qu'à l'est s'étend une haute steppe herbeuse, plus ou moins parsemée d'épaisses broussailles.

Quant à la partie du sud-est, que le haut relief des Drakenberge, en absorbant les vapeurs de l'océan Indien, défend mieux contre la sécheresse, elle est arrosée par le fleuve Orange, au débit d'ailleurs très irrégulier. Ce fleuve qui, en certaines saisons, a de la peine à ne pas tarir complètement après la traversée des plaines gréseuses, a dû, pour déboucher à la mer, s'ouvrir une gorge profonde et sinueuse, semée de cascades, dans le granite de la côte occidentale.

Régime des côtes de l'Afrique australe. — Les cartes hypsométriques font ressortir ce fait très intéressant, que de tous les pays du monde, l'Afrique australe est celui où la courbe de 1000 mètres d'altitude est le plus rapprochée du rivage. De la

même façon, la courbe de 1000 mètres de profondeur est extrêmement voisine de la côte, sauf au large du cap de Bonne-Espérance. Si, au lieu de considérer l'altitude de 1000 mètres, on se borne à celle de 500, on peut dire que, depuis la Guinée jusqu'en Égypte, en passant par le Cap, la courbe de 500 mètres accompagne constamment le littoral, sans jamais subir de ces profondes et larges échancrures qui sont la règle dans les autres continents.

Ainsi, au lieu de reposer sur un large socle sous-marin, l'Afrique presque tout entière s'élève d'un seul jet à partir des profondeurs abyssales; et cependant la rareté des volcans sur le rivage, et l'absence des longs promontoires rocheux, comme des courbes concaves qui trahissent des cirques d'effondrement, empêchent d'attribuer cette structure à quelque dislocation récente. Il semble plutôt que le *bloc africain*, si l'on peut s'exprimer de cette façon, soit depuis longtemps dessiné dans sa forme actuelle et n'ait dû subir, dans les dernières périodes géologiques, que de faibles modifications de son contour.

C'est ce que tend à confirmer la géologie; car si, dans l'Afrique équatoriale et australe, toute trace de dépôt marin, secondaire ou tertiaire, fait défaut à l'intérieur, on a reconnu, dans la province d'Angola, comme aux îles Élobi (Gabon), enfin sur la côte de Natal, des lambeaux de crétacé marin absolument collés au littoral. Ce sont des bandes extrêmement étroites, appuyées contre une falaise de terrains plus anciens, qui semble s'être relevée depuis leur formation, mais en emportant avec elle, de façon à l'amener au jour, un ruban de la frange sédimentaire déposée à ses pieds. Sur le rivage de Natal, les couches crétacées recouvrent horizontalement les assises inclinées du grès de Karoo, tombées par paquets au pied de la grande falaise des monts Quathlamba. Cela prouve évidemment que les dislocations qui ont donné à l'Afrique australe sa forme actuelle sont de date antérieure à l'époque crétacée[1].

Dans la province d'Angola, le contraste est remarquable entre les assises si régulières du crétacé marin, qui occupent exclusivement la bande côtière basse, souvent cachées sous une couche épaisse de latérite, et le haut massif archéen qui domine ce ruban, élevant quelques-unes de ses cimes au-dessus de 2000 mètres.

Madagascar. — L'île de Madagascar offre des conditions très différentes de celles du plateau africain. Son bord oriental absolu-

1. Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 515.

ment rectiligne, la pente très raide du versant correspondant, qui descend à la mer en trois gradins, isolant parfois des forteresses naturelles, le grand nombre des anciens volcans qui jalonnent la crête d'un bout à l'autre; tout cela indique avec certitude une fracture, accompagnée d'écroulement sous les eaux de l'Océan Indien. Mais ce phénomène ne s'est pas produit aux dépens d'une plate-forme semblable à celle de l'Afrique australe. Plus de la moitié de l'île est un dôme archéen, atteignant 2000 mètres d'altitude dans l'Emyrne, et contre lequel s'appuient, dans l'ouest, des bandes régulières de terrains jurassiques, crétacés et tertiaires, tous d'origine marine.

Il est donc certain qu'aux temps jurassiques, l'île était déjà séparée du continent voisin. Il y avait alors, dans le massif indo-africain, une grande brèche qui s'étendait jusqu'au voisinage des bouches de l'Indus. Mais le territoire archéen se poursuivait vers l'est, dans la direction de l'Hindoustan et de l'Australie. Les formations volcaniques des îles Mascareignes attestent que le morcellement définitif de cette *Lemuria* doit être assez récent.

Le plateau archéen (Hova-Betsileo) de Madagascar finit à l'ouest par une falaise très raide de 300 à 600, parfois même 1000 mètres de hauteur, qui aboutit à une dépression allant de Nossi-Bé au plateau Bara. En avant de cette dépression se dressent, précédant la côte occidentale, des hauteurs de grès rouges et de calcaires.

Les sédiments qui composent la partie occidentale de l'île ne sont jamais plissés, bien qu'ils soient relevés vers l'est et qu'à leur contact avec le haut massif le plongement atteigne 30 ou 35 degrés. Les horizons rectilignes engendrés par leurs affleurements contrastent avec l'allure tourmentée et déchiquetée du massif archéen, lequel est absolument nu, tandis que les plateaux sédimentaires sont couverts de bois et entaillés par des vallées. Contre la côte orientale s'étend la grande forêt vierge.

Le plateau méridional (Bara) s'abaisse de 1200 à 300 mètres, avec des canyons de 400 mètres taillés dans les grès rouges et les schistes gris.

A l'extrême sud s'étend le plateau Antandroï, dominé par le très curieux massif de basalte, aux flancs presque verticaux, de l'Ivohitsombé, dont tout le bord se relève à l'extérieur, de façon à définir une cuvette elliptique de 60 kilomètres sur 70[1].

1. Résultats du voyage de M. Gautier.

Afrique orientale. Vallée du Nil. — L'Afrique orientale est le pays qui comprend au nord le bassin du Nil, au sud la région des grands lacs, aboutissant par le Chiré à l'embouchure du Zambèze. Le tout ensemble forme une grande bande, allongée du nord au sud, qui mérite d'être envisagée comme une ligne continue de dislocations.

En considérant que, pour les 1000 premiers kilomètres comptés à partir de l'embouchure, la pente moyenne du Nil est à peine au-dessus de $\frac{1}{10\,000}$, et que le fleuve n'atteint l'altitude de 1200 mètres, au lac Victoria Nyanza, qu'après plus de 5500 kilomètres de parcours, enfin que son delta possède une stabilité presque absolue, on ne peut hésiter à reconnaître, dans le Nil, un instrument depuis longtemps parvenu à maturité. Du moins, si quelque trouble a été apporté à son équilibre, cette perturbation, exprimée par les cataractes, est-elle absolument locale et de peu d'importance.

C'est qu'en effet, au moins depuis Khartoum, le Nil ne cesse de couler dans un pli synclinal de grande envergure, qui devait être dessiné dès les temps crétacés; car la mer de cette époque, venant du nord, formait là un golfe. Plus tard ce golfe s'est rétréci, et la mer nummulitique, qui l'occupait, ne s'est pas avancée aussi loin que la précédente. Après quoi la mer miocène s'est contentée de lécher le bord de la Libye. Toujours est-il que les eaux des plateaux équatoriaux ont toujours été appelées dans cette direction; et qu'ainsi le travail de l'aplanissement a dû s'y poursuivre avec une très grande régularité.

Cours et régime du Nil. — Cependant un fait doit frapper à la première inspection d'une carte; c'est la grande boucle que décrit le fleuve entre la première et la quatrième cataracte, boucle dont la corde est si exactement suivie par le thalweg rectiligne de l'Ouadi Galgabba. On sent que quelque chose a dû rejeter le Nil à l'ouest. En effet, c'est là que vient mourir le bombement archéen dont la Mer Rouge forme l'axe. Or ce bombement, de part et d'autre duquel s'inclinent des sédiments crétacés et tertiaires, est de date récente. On comprend donc sans peine que la surrection de ce dôme ait pu obliger le fleuve à en contourner le versant occidental, après avoir essayé quelque temps de le forcer en aval de Berber. En même temps, l'obstacle apporté par la résistance du granite infligeait à l'eau courante des rapides dont elle n'a pas encore eu le temps de triompher complètement. Mais en amont de la quatrième cataracte, le cours demeure presque absolument rectiligne jusqu'aux grands lacs, le Nil n'ayant éprouvé, dans cette

traversée, aucune influence directrice de la part de l'immense massif de grès horizontaux, à substratum archéen, qui forme le sol du Soudan égyptien depuis Khartoum jusqu'aux approches de l'équateur.

Il se peut d'ailleurs que la direction du Nil blanc, depuis le coude de Sobat jusqu'à Berber, se ressente de la grande dislocation abyssinienne, qui lui est parallèle et dont nous parlerons dans un instant. Le massif de l'Abyssinie apparaît en outre dans le bassin, par sa masse et son altitude, comme un puissant instrument de condensation des courants d'air humide. C'est ainsi que la quantité de pluie annuelle y est supérieure à deux mètres. Cela permet au Nil bleu d'apporter à Khartoum un tribut qui, en temps de crues, dépasse celui du fleuve principal et devient, par les débordements qu'il provoque, le principe de la merveilleuse fertilité des campagnes égyptiennes, pendant que le Nil blanc, grâce à la constance de ses eaux, assurée par les grands réservoirs équatoriaux, garantit la permanence du courant inférieur à toute époque[1].

Massif éthiopien. — La constitution du massif éthiopien ou abyssinien est tout à fait spéciale. Ce massif fait face à l'orient par une falaise rectiligne, dont la crête est à une altitude moyenne de 2500 mètres. C'est le résultat d'une faille énorme, qui a porté à cette hauteur le sous-sol archéen de l'Éthiopie. La crête de la falaise n'est que le bord d'un plateau et, quand on monte vers Asmara, à peine a-t-on franchi la Porte du Diable (2160 m.), qu'on voit s'étendre, au nord, à l'ouest et au sud, une plaine si unie qu'on croirait être dans une grande vallée, à un niveau peu différent de celui de la mer.

Si, au nord d'Asmara, le plateau est de granite et de schistes cristallins, au sud, la surface est formée par des nappes volcaniques sensiblement horizontales, toutes concentrées sur la lèvre occidentale de la grande cassure. Ce sont des trachytes, des basaltes et des tufs, dont la masse est aujourd'hui morcelée en paquets et découpée en terrasses, et où abondent les colonnades basaltiques, ainsi que les escarpements d'aspect monumental, ayant parfois 1000 mètres d'élévation d'un seul jet. L'érosion y a découpé des canyons de 1500 à 2000 mètres de profondeur. Le territoire volcanique, d'abord dominé au nord par des cimes granitiques de 2360 mètres, s'élève bientôt à 2450, pour atteindre 3093 mètres près d'Adoua.

1. Baker et Reade, *in* Reclus, *le Bassin du Nil*, p. 74.

Les épanchements éruptifs, très analogues à ceux qui couvrent de si grands espaces au Dekkan, dans l'Inde, datent, selon M. Blanford, du début des temps tertiaires; mais M. Baldacci les croit crétacés [1]. Ces épanchements ont recouvert un massif primaire, où la mer jurassique s'était autrefois ouvert un sillon. La cassure qui a porté ces trapps à une grande hauteur, en faisant naître à l'orient la dépression d'Afar, a son parcours jalonné par des volcans et des solfatares. Certaines cimes de l'Abyssinie dépassent 4500 mètres. Au milieu du groupe éruptif ancien, à 1755 mètres d'altitude, a subsisté un lac, le Tana, entouré par de fertiles campagnes. Son émissaire, contournant l'énorme massif de Tchoké (4150 m.), alimente le Nil bleu.

L'active décomposition des roches volcaniques d'Éthiopie, sous l'influence du soleil et de la pluie, engendre une terre rouge très analogue à celle qui couvre le Dekkan. Le trait essentiel du pays est le morcellement du plateau supérieur, causé par la facilité avec laquelle les eaux courantes, disposant d'une grande hauteur de chute, ont pu se tailler des lits à travers les fissures des massifs de laves. Ainsi le bloc éruptif a été découpé à diverses altitudes en compartiments nombreux aux parois escarpées, les uns d'étendue considérable et bien peuplés, les autres réduits à de véritables piliers, dont le sommet est occupé par des forteresses, des prisons, des monastères ou de simples ermitages.

Dislocations de l'Afrique orientale. — Le trait fondamental de la géographie, dans la partie orientale de l'Afrique, est l'existence de grandes lignes de dislocation, dirigées en moyenne selon les méridiens, et sur lesquelles se succèdent une série de lacs ainsi que des volcans, dont plusieurs actifs. Ce qui est tout à fait remarquable, c'est que cette traînée coïncide justement avec le principal effort du relief sur le continent africain.

En effet, une carte hypsométrique met immédiatement en évidence ce fait qu'en Afrique, à part d'insignifiantes surfaces disséminées sur le Maroc, le Sahara, l'Adamaoua et la colonie de Natal, tous les points dont l'altitude dépasse 2000 mètres sont concentrés sur une longue bande qui va du nord de l'Abyssinie, par la région des grands lacs, à l'embouchure du Chiré dans le Zambèze.

Jusqu'au 10e parallèle de latitude sud, cette traînée est accompagnée par une frange de terrain à plus de 1000 mètres d'altitude, qui n'atteint le Nil qu'à Wadelaï, et suit exactement, à peu de dis-

1. *Memorie descrittive della Carta geologica d'Italia*, VI (1891).

tance, le bord occidental de la traînée des lacs par lesquels se prolonge au sud le sillon du grand fleuve. Du côté oriental, la limite de ce même ruban, à l'exception d'une pointe vers le cap Guardafui, se maintient jusque près de Zanzibar le long du 40° méridien (à l'est de Greenwich); après quoi elle tourne au sud-sud-ouest pour se rapprocher de l'embouchure du Chiré, se prolonge (sauf l'interruption de la vallée du Zambèze) jusqu'auprès du Limpopo, et enfin reprend son ancienne direction nord-sud pour former, jusque vers Port-Natal, la limite orientale de l'escarpement transvaalien.

D'ailleurs, une série de hauteurs de plus de 1000 et parfois même de 2000 mètres accompagnent constamment le bord africain de la Mer Rouge, tandis qu'elles forment, en Arabie, une large bande longeant la même mer jusqu'à la péninsule du Sinaï.

De la sorte, au seul point de vue orographique, il est permis de dire que l'Afrique orientale, sur toute sa longueur, se distingue par une zone culminante de direction méridienne, particulièrement caractérisée entre la pointe nord de l'Abyssinie et le Zambèze. Sur cette zone, dont la largeur, dans le pays des Lacs, embrasse 10 degrés de longitude, doit être cherchée la ligne de partage entre le bassin de l'Océan Indien, d'une part, celui de la Méditerranée et de l'Atlantique d'autre part.

Signification géologique de la bande culminante. — Or non seulement la ligne de partage est à peu près collée contre le rivage oriental de l'Afrique, de sorte que, de l'Abyssinie au Zambèze, le tribut hydrographique versé à l'Océan Indien est insignifiant; mais bien loin que la séparation des versants se dessine franchement, c'est à la place où on devrait s'attendre à la rencontrer que se trouvent les grands lacs de l'Afrique (fig. 150). De plus, toute la partie profonde de la Mer Rouge est située sur le prolongement de cette traînée. La forme allongée de la plupart des lacs, comme aussi le profil souvent abrupt de leurs rivages, les désigne d'ailleurs comme des cavités d'effondrement. On est donc conduit à penser qu'une dislocation de l'écorce terrestre a dû produire, du même coup, et la surrection de la zone culminante et, par réaction, l'ouverture des crevasses où se sont logées les cavités lacustres.

La géologie confirme cette conception, en montrant d'abord que, sur cette bande, l'archéen, c'est-à-dire le fond cristallin du continent, est souvent porté à des hauteurs qui dépassent 5000 mètres (par exemple au Rouwenzori); ensuite que les accidents du sol

sont jalonnés par des volcans, éteints ou actifs, dont quelques-uns appartiennent aux plus grands que l'on connaisse sur la terre.

La géologie nous dit plus encore. Elle nous apprend qu'aucune formation marine d'âge secondaire n'est connue sur le territoire du

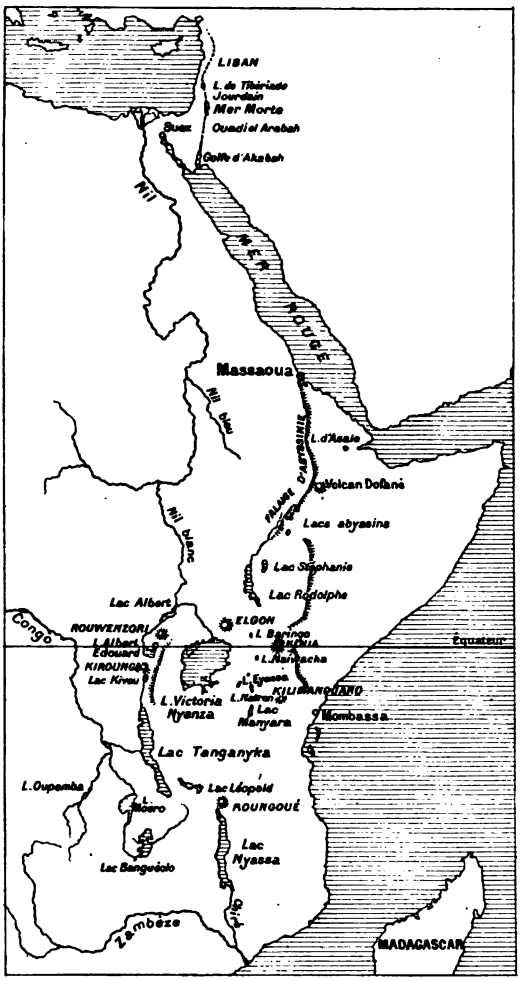

Fig. 150. — Les lacs de l'Afrique orientale, la Mer Rouge et la dépression syrienne.

bourrelet, tandis que, le long de la limite orientale de la zone d'altitude supérieure à 1000 mètres, dans le Gazaland comme près de Zanzibar et dans le pays des Somalis, ainsi qu'au Choa, au pied de la falaise abyssinienne, on connaît déjà plusieurs gisements de dépôts marins tertiaires, crétacés et même jurassiques.

Ainsi la dislocation, si elle a rejoué à une date récente, n'en représente pas moins un trait fort ancien du continent, et le bord oriental du bourrelet semble avoir constamment formé la limite à laquelle venaient s'arrêter, contre le bloc africain, les mers secondaires et tertiaires.

Ligne orientale de fractures. — C'est d'ailleurs du côté oriental que la continuité des dislocations est le mieux marquée. On s'en assure lorsque, partant de la Mer Rouge, on doit côtoyer, pendant plus de 600 kilomètres, le pied de la haute falaise abyssinienne, dont il vient d'être question. Cette falaise domine d'une façon majestueuse la dépression sans écoulement du pays des Afar, au nord de laquelle s'étend, sur 50 kilomètres, la steppe salée d'Asale, tout entière au-dessous de zéro, et dont un point descend à — 60 mètres. Vers le 9e degré de latitude nord, la falaise abyssinienne dévie au sud-ouest et une ligne de hauteurs, détachée du golfe d'Aden, vient lui faire face dès le Choa, laissant s'établir dans l'intervalle un chapelet de cavités lacustres.

On arrive ainsi, par le cours inférieur de l'Omo, à un grand lac allongé, le lac Rodolphe, à la pointe méridionale duquel fume le volcan Teleki. Là commence à se dessiner la remarquable série de dépressions encaissées dont l'expédition du comte Teleki a défini l'allure[1]. Des escarpements, dont la crête monte entre 2000 et 2500 mètres, dominent un fossé sinueux, capable de se rétrécir par places jusqu'à une largeur de 15 kilomètres. Le fond de ce fossé, qui au lac Rodolphe était à l'altitude de 400 mètres, monte à 1860 au point de partage, pour redescendre à 650 au lac Natron. Il porte successivement, à partir du lac Rodolphe, la steppe salée de Soukouta, le lac Baringo, les lacs Nakouro Sekelaï, Angata Naïrogua, Naïwacha et Natron. Vers le 5e degré de latitude australe, le lac Manyara indique encore la dépression, et plus au sud, à Mouhalala, deux terrasses escarpées, de près de 500 mètres de hauteur, dominent la plaine d'Ougogo.

Il est extrêmement probable que, dans le sud, cette dépression se poursuit par le grand lac Nyassa. Ce lac, dont la surface est à 465 mètres d'altitude, offre des profondeurs supérieures à 600 mètres. Son fond est donc, par endroits, à 135 mètres au-dessous du niveau de la mer[2].

Sa rive gauche est dominée par des hauteurs qui, à la distance de 62 kilomètres, atteignent l'altitude culminante de 1370 mètres,

1. Voir Höhnel, Rosival, Toula et Suess, *Denkschriften der Akad. d. Wissenschaften*, Wien, 1891. — 2. Sharpe, *Geogr. Journal*, VII, 1896, p. 366.

après quoi il faut parcourir 210 kilomètres vers l'ouest pour voir l'altitude retomber progressivement à 530 mètres dans la vallée du Loangoua [1]. Là encore, il s'agit bien d'un bourrelet, dont l'arête s'est écroulée. Enfin, au sud du Nyassa vient la vallée du Chiré, encadrée par des escarpements archéens très raides, distants l'un de l'autre de 50 à 80 kilomètres.

On a fait l'importante remarque que l'hippopotame et les crocodiles vivent dans les eaux de la dépression. De plus, les quelques coquilles recueillies sur les bords du lac Rodolphe sont analogues à celles du Nil, ce qui établirait une grande parenté entre les ciconstances hydrographiques de toute l'Afrique orientale.

Les volcans de la fracture orientale. — En même temps que la topographie accuse le caractère de la longue dislocation que nous venons de suivre, on peut constater que tout son parcours est jalonné par des volcans, actifs ou éteints depuis peu de temps.

Au nord, tout contre la Mer Rouge, aux environs de Massaouah, on observe des collines alignées, formées de laves plus ou moins scoriacées et de tufs volcaniques. Plusieurs volcans se dressent autour de la dépression d'Asale, et c'est aussi par un volcan, le Dofané, que se termine vers Ankober la grande falaise éthiopienne.

Nous avons déjà parlé du volcan Teleki, lequel, en 1894, était en pleine activité à l'extrémité du lac Rodolphe. Tout près se dresse, à 1750 mètres, le mont Koulall, fendu de la base au sommet par une fissure extraordinaire, qui n'a que 20 mètres de largeur. Toute la contrée est un chaos de blocs volcaniques; et à 110 kilomètres vers l'est-sud-est, tout près du Mont Marsabit, s'élève un volcan éteint dont le cratère, à 1460 mètres, est rempli par un lac [2].

Sous l'équateur, c'est le gigantesque Kenia (5800 m.), qui vient dresser, sur la lèvre orientale de la fosse, son cône de laves et de tufs, de 48 kilomètres de diamètre à la base. Du côté opposé, touchant presque le grand lac Nyanza, apparaît l'Elgon, embrassant un espace elliptique de 60 kilomètres sur 70, et terminé par un cratère de 10 à 12 kilomètres de diamètre. Le fond de ce cratère est à 4050 mètres d'altitude et son rebord atteint 4300, le pourtour inférieur du volcan étant à environ 1800 mètres.

Plus loin au sud, à quelque distance du bord oriental de la cassure, est le géant des volcans éteints de l'Afrique, le Kili-

1. Money et Biscoe, *Geographical Journal*, 1897, p. 146. — 2. Donaldson Smith, *Geograph. Journal*, VIII (1896), p. 227.

mandjaro, dont les deux cimes démantelées, garnies de neiges éternelles, s'élèvent à près de 6000 mètres, la base elliptique de l'ancien volcan couvrant, sur 800 à 1000 mètres d'altitude, un espace de 110 kilomètres sur 80. Le Dounyé Ngaï (2150 m.), qui a eu, en 1880, une éruption accompagnée d'un violent tremblement de terre[1], fait face au Kilimandjaro, mais sur le bord occidental de la fosse, au fond de laquelle est le lac Natron.

Enfin, à l'extrémité nord du lac Nyassa, au milieu d'un cercle de sources chaudes et de petits cratères, surgit le volcan Rongoué, haut de 3000 mètres, et au cratère actuellement occupé par un petit lac[2].

Ligne du Tanganyka. — Les caractères que nous venons de signaler ne sont pas moins nets dans une autre ligne de dislocations, celle-là occidentale, et qu'il paraît légitime de rattacher à la première comme une bifurcation de la cassure du Nyassa, indiquée par le lac Léopold. Nous voulons parler de la traînée qui du lac Tanganyka s'étend jusqu'au lac Albert, et que prolonge exactement le cours supérieur du Nil jusqu'à la rencontre du Bahr-El-Ghazal.

Le Tanganyka a par endroits plus de 500 mètres de profondeur, son altitude étant d'environ 800 mètres, et les brusques escarpements de ses rives, à partir desquelles on s'élève rapidement à plus de 2000 mètres, ne laissent pas de doutes sur sa formation par effondrement. Il se vide à l'ouest, dans le Congo, par un émissaire perpendiculaire à la direction de son grand axe, et reçoit au nord, suivant cet axe, un cours d'eau, le Rousizi, lequel descend, par une suite de cascades, du lac Kivou, découvert en 1894 par M. de Götzen[3]. Ce lac est à 1500 mètres au-dessus du niveau de la mer, dont il est éloigné de 1200 kilomètres. Deux circonstances le rendent particulièrement intéressant.

D'abord, pour y parvenir en venant de l'est, il faut s'élever progressivement, sur le plateau admirablement cultivé de Rouanda, jusqu'à près de 3000 mètres d'altitude. On arrive ainsi au sommet d'un escarpement, d'où l'on descend brusquement de 1500 mètres dans la cavité lacustre, pour remonter de 1000 mètres du côté opposé. En outre, le bord septentrional du lac est formé par les Monts Virounga, au nombre desquels est un volcan actif, le Kirounga, dont la hauteur relative dépasse celle du Vésuve.

Au nord de ces montagnes se prononce, penchant vers le Nil,

1. Fischer, *Mitteil. geogr. ges. Hamburg*, 1882-1883, p. 84. — 2. Ker Cross, *Geographical Journal*, 1895, p. 114. — 3. *Verhandlungen der Gesellschaft fur Erdkunde*, Berlin (1895), XXII, p. 103.

le sillon où viennent se loger, d'abord le lac Albert-Édouard (965 m.), puis la vallée de la Semliki, aboutissant au lac Albert (680 m.). La coupe de cette vallée est absolument significative. A l'ouest, elle est dominée par un brusque escarpement de 1200 mètres; mais c'est bien mieux à l'est, où se dresse à 5000 mètres d'altitude le Rouwenzori ou Rounsoro. Cette montagne, allongée du nord au sud sur 80 kilomètres, s'incline à l'est sous un angle de 4 degrés seulement, tandis que son versant ouest offre une pente de 22 degrés[1]. Or, contrairement aux indications qui la représentaient comme un massif volcanique, elle est, jusqu'au sommet, formée de gneiss.

Cette dislocation, comme la précédente, répond donc à un effort dont la composante verticale a eu pour effet d'amener un lambeau du fond archéen de l'Afrique à une hauteur extraordinaire, dominant de plus de 4000 mètres le sillon de la Semliki. Son allure répond à celle d'un pli *monoclinal* rompu[2].

Partie centrale de la bande culminante. — Entre les deux lignes extrêmes de dislocations qui limitent la bande culminante, l'indécision du relief s'accuse d'abord par l'énorme cavité où les pluies équatoriales entretiennent, par 1200 mètres d'altitude, la nappe lacustre du lac Victoria Nyanza, large de 300 kilomètres. Le granite se montre dans l'axe de ce lac, comme pour indiquer qu'il répond au centre de la bande soulevée. Et la direction absolument rectiligne du rivage occidental, jointe aux îles alignées qui se succèdent en avant de cette côte, plaide pour une fracture.

Ensuite, au sud du Victoria Nyanza, se montre la fosse ovale découverte par Baumannn, le Ngorongoro, avec de hautes parois de tuf et un cratère qu'occupe un petit lac. A l'ouest de cette cavité, c'est une immense cassure, au pied de laquelle, à 1000 mètres en contre-bas, on voit resplendir l'eau du lac Eïassi, dont la fosse se poursuit par la vallée du Simbiti[3], à plus de 1000 mètres d'altitude.

Il semble donc, d'une façon générale, que la bande culminante de l'Afrique, où, en dehors de quelques formations lacustres, on n'a jamais rencontré que du granite et des schistes cristallins, corresponde à un effort, sans doute bien des fois répété, qui tendait à

1. Scott Elliott et Gregory, *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, LI, p. 669. — 2. Les stratigraphes donnent ce nom à une brusque inflexion, véritable marche d'escalier, qui raccorde, par un versant unique très raide, deux parties, l'une élevée, l'autre abaissée, d'une ancienne plate-forme. — 3. Voir la traduction française de l'*Antlitz der Erde*, I, p. 545.

faire naître à cette place un bourrelet. La surrection de cette large bande, mal disposée au plissement en vertu de sa rigidité, se serait faite en bloc, mais avec une légère flexion de la partie médiane, l'effort se résolvant, sur les deux bords, en la production de bourrelets dont l'axe s'effondrait[1], livrant passage par les fractures aux manifestations de l'activité volcanique.

Prolongements septentrionaux des dislocations africaines. Cassures érythréennes — Si déjà, par elles-mêmes, les dislocations de l'Afrique orientale ont une importance considérable, cette importance s'accroît encore quand on considère qu'elles se prolongent directement au nord par une longue suite d'accidents du même ordre.

D'abord la dislocation occidentale trouve sa suite naturelle dans la vallée du Nil, de sorte que le massif éthiopien, que limite à l'orient la grande cassure déjà décrite, apparaît comme un bloc soulevé entre deux fentes. Mais c'est surtout à l'orient que la continuation des accidents est remarquable.

Ainsi la coupure si rectiligne et si récente de la Mer Rouge[2], sillonnée de manifestations volcaniques, continue, avec une légère déviation au nord-ouest, à la fois la falaise abyssinienne et la limite occidentale du haut massif éthiopien. Cette coupure elle-même est ouverte au milieu d'un dôme archéen, sur les deux versants duquel, en Égypte comme en Arabie, s'appuient les sédiments inclinés du secondaire et du tertiaire. Elle se poursuit en se bifurquant des deux côtés de la presqu'île du Sinaï; de sorte que tout cet ensemble, avec les prolongements dont il va être question, mérite le nom de système des *cassures érythréennes*.

Tandis que le golfe de Suez descend en pente douce vers le fond de la Mer Rouge, dont l'extrémité atteint une profondeur de 1170 mètres, l'autre branche de la bifurcation, le golfe d'Akabah, après un seuil de 128 mètres à l'entrée, offre, par 28°39′ latitude nord, une fosse de 1280 mètres de profondeur. Ses rivages sont abrupts et flanqués d'immenses récifs de corail. Ensuite vient la dépression de l'Ouadi-el-Arabah, laquelle trouve sa prolongation naturelle, mais avec direction méridienne bien accentuée, dans le *Ghor* de Palestine, c'est-à-dire la Mer Morte, la vallée du Jourdain et le lac de Tibériade. Au delà, sans s'interrompre, la dépression est déviée au nord-nord-est, encaissée entre le Liban et l'Anti-Liban, et on

1. Voir les coupes données par M. de Martonne dans *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin, 1897, p. 315. — 2. L'ouverture de cette mer paraît avoir inauguré la période pliocène.

peut encore la suivre, après le 36e degré de latitude, jusqu'aux plis du Taurus, contre lesquels elle vient buter presque à angle droit[1].

La longueur totale de la bande de dislocations ainsi définie est, depuis le Zambèze, de plus de *cinq mille kilomètres*, et son extrémité septentrionale marque le point où la grande plate-forme africaine entre en contact avec la zone plissée méditerranéenne. En outre, c'est sur cette bande, dans la Mer Morte, que se trouve l'un des ombilics les plus profonds qu'il paraisse y avoir sur le globe; car le fond du Lac Asphaltite est à environ 800 mètres au-dessous du niveau de la mer. L'unité primitive de ce grand territoire de cassures apparaît plus clairement encore si l'on tient compte des faits suivants : certaines coquilles du Nil se retrouvent disséminées dans l'Arabie Pétrée; un poisson caractéristique du même fleuve vit encore dans le lac de Tibériade, comme une tortue égyptienne existe aux environs de Beyrouth; enfin le crocodile du Nil s'est conservé jusqu'à nos jours dans un petit fleuve qui aboutit à Césarée de Palestine[2].

Dislocation de la Mer Morte. — D'autre part, les caractères de l'accident qui a créé la suite des effondrements de la Palestine et de la Syrie sont les mêmes qu'en Afrique, à cette différence près qu'une plus grande plasticité des terrains disloqués permet d'en mieux définir l'allure.

Ainsi les coupes de M. Blanckenhorn[3] établissent clairement que, à partir de la Méditerranée, les assises crétacées s'élèvent constamment, dans la direction de l'est, jusqu'au sommet dominant la Mer Morte par 860 mètres d'altitude. Alors une chute en échelons les abaisse rapidement jusqu'en dessous du lac, tandis que, sur l'autre rive, la série entière apparaît, ayant son couronnement à la même hauteur que sur le sommet du versant occidental et laissant d'ailleurs apercevoir, tout près de sa base, le fond archéen, dont la proximité complète sa ressemblance avec l'Afrique. Qu'on explique l'allure observée par un anticlinal, dont la clef de voûte se serait écroulée en basculant de l'ouest à l'est, ou qu'on admette la juxtaposition d'une faille à l'est, et d'un anticlinal dyssymétrique à l'ouest, il n'en est pas moins vrai qu'il s'agit d'une surélévation locale du terrain, accompagnée d'un écroulement dans l'axe du bourrelet, écroulement dont l'amplitude est ici supérieure à 1800 mètres.

Liban, Anti-Liban. — C'est aussi avec l'axe d'un bombement

1. Blanckenhorn, *Richthofen's Festschrift*. — 2. Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 495. — 3. *Zeitschrift des deutschen Palästina Vereins*, XIX.

longitudinal que coïncide l'accident qui a isolé les deux chaînes paral-lèles du *Liban* et de *Anti-Liban*[1].

La première s'élève doucement à partir de la mer, et le calcaire crétacé finit par y atteindre jusqu'à 3000 mètres d'altitude, formant au sommet un plateau horizontal et presque rectiligne, semé de déserts de pierres et de dolines, dont la masse se dresse comme un mur en face de la Meditérranée. L'élévation du calcaire s'est faite par une série de cassures parallèles, qui dessinent autant de terrasses. Au contraire, la chute est brusque vers l'orient, jusqu'à la dépression centrale, composée de deux parties que sépare un seuil à 1100 mètres d'altitude; au nord la *Cœlésyrie* ou *Syrie Creuse*, arrosée par l'Oronte, au sud la *Bekaa*, draînée par le Leontès.

De l'autre côté se dresse l'Anti-Liban, dont la structure est la même que celle du Liban, avec cette différence, que l'anticlinal est bien moins dyssymétrique, la rupture sur les deux flancs s'étant produite à peu près dans la même mesure. En somme, l'ensemble des deux chaînes correspond parfaitement à une grande voûte, dont la clef aurait éprouvé une flexion accompagnée de cassures et dont l'amplitude n'est pas inférieure à 2400 mètres.

La perméabilité du calcaire du Liban facilite la concentration des eaux, qui sortent sur les versants, surtout du côté de l'occident, en sources puissantes et en cascades, pour couler dans des canyons étagés, où la richesse du coloris vient s'ajouter à la variété que les terrasses introduisent dans l'architecture des parois. L'une de ces gorges, celle du Kadischa, a 500 mètres de profondeur.

Le Leontès parvient à briser la chaîne, à travers laquelle il se coude à angle droit pour atteindre la mer. Cette rupture a lieu juste au point où la direction nord-nord-est du Liban fait place à la direction méridienne du Ghor. Ce passage semble donc tout indiqué par la tectonique, et il est probable que, s'étant établi à une époque où le massif était encore peu saillant, il a réussi à se maintenir à mesure que se prononçait la surrection[2].

De la crête de l'Anti-Liban à Damas, la descente se fait par trois terrasses successives, que limitent des cassures en échelons, de sorte que trois fois on voit se reproduire dans le paysage les mêmes circonstances, résultant de l'inégale érosion des marnes tendres et des calcaires durs. Ceux-ci se laissent découper en bastions avec escarpements de 100 à 200 mètres.

La dislocation du Liban doit être peu ancienne, à en juger par

1. Voir Diener, *Libanon*. — 2. Diener, *loc. cit.*

la concordance absolue que présentent les caractères topographiques avec les circonstances tectoniques du massif. D'ailleurs la dépression centrale est limitée, au nord comme au sud, par de grands épanchements de basalte, qu'on retrouve formant à l'est la sombre et puissante masse du Djebel-Haouran. Les tremblements de terre sont fréquents dans le pays et des fumerolles existent encore dans les chaînes de Palmyre, prolongement oriental des terrasses de l'Anti-Liban.

Plate-forme de l'Arabie. — L'Arabie est une plate-forme, que la ligne transversale de hauteurs du Nedjed ou du plateau de Kasim divise en deux parties. Un fond de granite et d'archéen, bien visible dans les collines du Nedjed, sur les bords de la Mer Rouge et en quelques points du rivage méridional, supporte des calcaires et des grès en couches sensiblement horizontales. Les calcaires apparaissent sur une assez grande hauteur à l'est d'Aden, dans les monts du Hadramaout, où ils sont découpés en terrasses et entremêlés de basalte.

Relevée vers le bord de la Mer Rouge, ainsi que vers le golfe d'Aden, enfin sur la côte d'Oman, de manière à être entourée d'un rempart presque continu, qui dépasse parfois 2000 mètres d'altitude, la péninsule s'incline doucement vers le golfe Persique et vers les plaines de l'Euphrate. C'est assurément le territoire le plus massif de tout le globe, et celui dont le modelé est le plus rudimentaire. L'extrême pauvreté des précipitations atmosphériques n'a pas permis aux cours d'eau de découper le littoral, où on n'observe que des échancrures insignifiantes, d'un type spécial aux plates-formes d'assises horizontales, et appelées *scherm* [1].

Divisions de l'Arabie. — De cette manière, les deux régions que sépare le Nedjed sont, presque en entier, dépouvues d'écoulement vers la mer. Ce sont donc des déserts. Celui du sud ou *Dalma* est absolument infranchissable. C'est une mer ondulée de sable blanc, sur laquelle règne un silence de mort, avec absence complète de végétation. Le terrain tertiaire en forme à peu près seul le substratum. Un grand nombre d'oasis, favorisées d'une belle végétation, avec fleuves et lacs, émaillent la partie la plus basse du Nedjed, à l'ouest duquel se développent les coulées noires de basalte des *Harra*, qui s'élèvent en terrasses successives, à surface déchirée, découpée d'une façon sauvage et couverte de cratères éteints, faisant pendant aux volcans éthiopiens.

1. Voir plus haut, p. 272.

Le désert du nord ou *Nefoud*, où l'altitude intérieure varie de 500 à 900 mètres, est assis tout entier sur des grès rouges crétacés, suite des grès de Nubie, avec quelques calcaires. Aussi le sable, qui s'élève en dunes de 200 à 300 mètres, offre-t-il une teinte rouge bien tranchée. Des ravins très caractéristiques, de 30 à 50 mètres de profondeur, aux parois perpendiculaires, accidentent cette plate-forme de sables, descendant jusqu'au roc solide. On les appelle *fouldj* et il semble que leur origine soit due à la circulation souterraine des eaux d'averses.

La côte méridionale de l'Arabie laisse voir les mêmes assises, crétacées et tertiaires, en couches sensiblement horizontales, que la vallée du Nil. Donc la Mer Rouge est une fente ouverte dans un massif qui faisait corps avec la plate-forme africaine; et l'effondrement résultant explique les volcans d'Aden, comme ceux de la région comprise entre les îles de Taïr et Périm [1].

Désert de Syrie, Mésopotamie. — Le Nefoud confine au désert de *Syrie*, qui comme lui repose sur une plate-forme crétacée, mais surtout calcaire, et laisse voir dans le nord les calcaires nummulitiques du tertiaire, les mêmes qui apparaissent dans le Hadramaout, la côte d'Oman et les chaînes du sud de la Perse. Ainsi c'est à l'Afrique du nord que ces terres se relient. Avec elle, elles marquent la place où les mers de la craie et du tertiaire se sont largement étalées, sans que leurs dépôts, protégés par la stabilité des plates-formes sous-jacentes, aient subi l'influence des plissements alpins et asiatiques.

En revanche, des cassures se sont ouvertes dans le massif syrien, et ont servi de sortie à des épanchements basaltiques.

Quant à la *Mésopotamie*, elle correspond au prolongement de la plate-forme tertiaire de la Syrie, mais abaissée par le grand sillon du golfe Persique, où le Tigre et l'Euphrate sont venus étaler leurs puissantes alluvions. Dans sa partie septentrionale, l'influence des plis du Taurus commence à se faire sentir; et des lignes de hauteurs d'une aridité presque absolue surgissent au milieu de la haute steppe située entre les deux fleuves. Le basalte occupe aussi une grande place dans cette pointe extrême, où la plate-forme indo-africaine vient, en quelque sorte, s'enfoncer comme un coin entre les chaînes iraniennes, d'une part, les plis du Liban et de l'Anti-Taurus, d'autre part.

Hindoustan. Orographie. — La partie de l'Hindoustan com-

1. Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 474.

prise entre les bouches de l'Indus, celles du Gange et la pointe méridionale de Ceylan, forme un territoire tout à fait exceptionnel. C'est une grande pénéplaine, exclusivement archéenne et primaire, et recouverte, dans la région du *Dekkan*, par d'immenses épanchements de roches volcaniques, auxquels sont subordonnés des sédiments lacustres, d'âge intermédiaire entre le crétacé et le tertiaire.

La topographie semble accuser, sur les deux bords de la péninsule, de vraies chaînes de montagnes : les *Ghâtes occidentales* ou monts Sahyadri, se poursuivant sur 1300 kilomètres avec une altitude moyenne de 1100 mètres; et les *Ghâtes orientales*, moins bien accusées, avec une altitude moyenne de 500 mètres.

Mais ce n'est qu'une apparence, et les deux chaînes ne sont, en réalité, que les bords, inégalement relevés, d'un plateau qui a légèrement fléchi au centre. On le voit bien du côté occidental, où l'escarpement des Ghâtes, formé surtout de laves, dessine les marches successives d'un escalier gigantesque[1]. Même les principales cimes, comme celle du Dodabetta, dans les Nilghiri (2633 mètres), qui s'élève au sud en plein territoire archéen, appartiennent à de hauts plateaux et non à des chaînes.

Caractères de la plate-forme. — Par suite de l'inclinaison générale de la plate-forme vers l'est, tout le drainage de la contrée s'opère vers le golfe du Bengale, et c'est seulement à l'extrémité nord des Ghâtes occidentales qu'on commence à trouver deux rivières tributaires de l'ouest, la Tapti et la Narbada, que sépare le long plateau, d'apparence montagneuse, de Satpoura. Ce dernier est formé, à l'ouest, de roches basaltiques légèrement disloquées; au centre de *trapps* en coulées horizontales, avec quelques couches sédimentaires intercalées, qui s'élèvent jusqu'à 1300 mètres; à l'est, exclusivement de coulées trappéennes.

Dans tout le territoire du Dekkan, l'altération superficielle des roches, sous l'influence d'un climat exceptionnellement chaud et humide, a fait naître une couche de terre rouge, dite *latérite*.

L'érosion seule a créé les basses vallées de l'Hindoustan, et c'est à peine si, dans la partie méridionale, la variété des affleurements de roches anciennes a fait intervenir, par endroits, une certaine action directrice pour les cours d'eau. Ce qui rend ce territoire tout à fait remarquable, et en même temps l'assimile à l'Afrique, c'est l'absence de toute espèce de plissement postérieur à l'ère

1. C'est de là justement que dériverait le nom de *Ghâtes*.

primaire. Les seuls mouvements dont l'Hindoustan porte la trace sont des dénivellations d'ensemble, accompagnées de fractures, qui ont permis à un étroit ruban de dépôts crétacés marins de venir se coller par endroits au littoral oriental, exactement comme c'est le cas pour l'Afrique australe.

La stabilité de la péninsule a été si grande, que les couches très anciennes des monts Vindhya, appartenant au silurien, reposent horizontalement sur les roches cristallines plissées des monts Arvali, qui bordent la presqu'île au nord-ouest.

Pays de Gondwana. Dislocations indiennes. — Un grand intérêt s'attache aux provinces centrales de l'Hindoustan, c'est-à-dire à ce pays de *Gondwana*, qui s'étend des vallées de la Narbada et du Gange à celle du Godavari. C'est là qu'on observe, superposées en couches horizontales au terrain ancien, des formations terrestres, avec débris de plantes, qui établissent une transition continue entre l'époque primaire et les temps jurassiques, au moyen de types végétaux qui n'ont presque rien de commun avec ceux des terres boréales. Par ce caractère, autant que par sa structure générale, l'Hindoustan se montre intimement lié à l'Afrique centrale comme à l'Australie.

Seulement, tandis qu'en Afrique la couverture de grès terrestres horizontaux, superposés aux couches primaires plissées, forme de grands massifs continus, en Inde elle n'apparaît plus que par lambeaux. Encore si ces fragments ont été conservés, c'est d'ordinaire parce qu'ils sont tombés au milieu des cassures du massif de gneiss[1]. L'érosion a donc été plus complète dans l'Hindoustan. Il est à remarquer que ces dislocations affectent seulement les assises inférieures du système continental, qui étaient déjà fracturées et déplacées quand les couches plus jeunes sont venues les recouvrir. Ainsi la tendance au crevassement du massif était dessinée avant le début de l'époque jurassique.

Il paraît très probable qu'à l'époque éocène, l'Hindoustan était encore relié à l'Afrique par Madagascar. La mer passait librement au nord, de la Perse à l'Assam, par ce qui forme le pied de l'Himalaya. La présence du miocène marin sur la côte de Travancore donne à penser que c'est vers cette époque miocène que la péninsule a pris sa forme définitive en s'isolant de l'Afrique.

Plaine indo-gangétique. — Au nord de la plate-forme de l'Hindoustan se déploie la région indo-gangétique, pays plat où les

1. Blanford, *in* Suess, *Antlitz der Erde*, I, pp. 521, 523.

alluvions jouent un rôle considérable, et qui correspond au remplissage d'un sillon dessiné en avant du gigantesque bourrelet de l'Himalaya.

Le fait qu'à Calcutta, par 140 mètres de profondeur au-dessous du niveau de la mer, on ne trouve que des formations fluviales à fossiles terrestres, montre que la plaine gangétique correspond à un ancien pli concave, dessiné à la jonction de la chaîne plissée avec la plate-forme résistante que les mers secondaires et tertiaires avaient contournée.

L'immense delta, où les alluvions du Gange se mêlent à celles du Brahmapoutra, montre avec quelle énergie se poursuit encore le travail de comblement.

Rôle du Salt Range. Vallée de l'Indus. — La chaîne du *Salt Range*, situé dans le Penjab ou Pandjab, au voisinage immédiat de l'Himalaya, est intéressante en ce qu'elle laisse voir, de l'autre côté de la dépression désertique du Thar, un territoire intermédiaire par sa constitution entre la péninsule proprement dite et l'Inde himalayenne. Les formations fossilifères, développées à l'ouest de cette chaîne, font défaut dans l'est, comme si là était la limite de l'ancienne plate-forme stable du sud[1].

Toute la vallée de l'Indus, depuis sa sortie du Pandjab, et surtout depuis la jonction du fleuve avec le Satledj, est occupée par une épaisse nappe d'alluvions. De longue date, l'extrémité de cette région devait être un compartiment de moindre résistance; car la mer jurassique, qui a respecté toute la péninsule, a laissé des traces manifestes aux bouches de l'Indus. Ce territoire, devenu aujourd'hui le désert ou la steppe saline de Thar, est fréquemment visité par des tremblements de terre, auxquels est dû aussi l'état particulier de son prolongement méridional, le *Rann* de Katch. C'est une solitude saline et sans aucune végétation, d'une horizontalité géométrique, au milieu de laquelle surgissent çà et là de petites collines alignées, restes des bords relevés des compartiments dont la chute a engendré cette dépression.

Plateau de Shillong. — Nous avons vu précédemment que la chaîne himalayenne et la chaîne côtière de Birmanie formaient, par leur rencontre, un rebroussement à angle extrêmement aigu, livrant passage au Brahmapoutra.

Dans l'intervalle, sur la rive gauche de ce fleuve, surgit, comme fournissant en quelque sorte l'explication de ce brusque change-

1. Medlicott et Blanford, *Geology of India.*

ment, le plateau montagneux de *Shillong*, occupant le centre de l'Assam sur une longueur de 400 kilomètres, avec une hauteur variable entre 1200 et 2000 mètres. La composition de ce plateau est très particulière. Toute sa partie septentrionale est formée d'un gneiss identique avec celui de la péninsule; mais au sud se montre un ruban de crétacé marin et de tertiaire, qu'un pli brusque abaisse tout d'un coup sous la plaine.

Ainsi le plateau de Shillong apparaît comme un fragment septentrional de l'ancienne pénéplaine, qui s'enfonçait comme un coin vers le nord-est, de sorte que les plissements récents ont été obligés de contourner ce promontoire, tout en le forçant à se relever d'un côté. La brusque saillie que forme le massif, au milieu de la plaine gangétique, exerce une grande influence sur le régime du fleuve voisin, car sur le versant sud des monts Khasia, qui en font partie, s'abat une quantité de pluie effroyable, capable d'atteindre 12 mètres par an. Aussi ce versant, formé de calcaires et de grès, est-il prodigieusement découpé.

Plate-forme australienne. — Pour ne rien oublier de ce qui subsiste de l'ancienne terre indo-africaine, il convient de dire un mot de l'*Australie*. Car si cette grande île est asiatique par sa situation comme par le bourrelet montagneux qui se dresse sur son bord oriental, elle est africaine ou indienne par tous ses autres caractères.

En effet, c'est avant tout une plate-forme archéenne et primaire, que des formations littorales ou continentales recouvrent partiellement, et dont presque toute la surface, soumise au régime désertique, est privée d'écoulement maritime. Même quelques parties, comme le lac Eyre, sont certainement au-dessous du niveau de la mer.

Les montagnes de l'Australie orientale ne sont pas des chaînes de sédiments régulièrement plissés. Leur continuité orographique apparente contraste avec la grande complication d'affleurements que met en évidence une carte géologique. C'est bien plutôt le bord, fortement relevé, de la pénéplaine archéenne qui forme le fond du pays, et ce relèvement a pour contre-partie le très rapide approfondissement du Pacifique au large de la côte, entre le Queensland et la Tasmanie. Il y a là une dislocation de date récente, qui explique les abondants épanchements de laves du littoral, et les nombreux volcans éteints des environs de Melbourne.

Ajoutons qu'à partir du carboniférien supérieur, les dépôts pri-

maires et secondaires de l'Australie offrent une frappante analogie avec ceux de l'Afrique australe et du Pays de Gondwana.

Une formation spéciale, probablement très peu ancienne, dite *grès du désert*, recouvre presque toute la moitié occidentale de l'île, fournissant la matière des dunes de sable rouge. Par endroits elle est découpée en myriades de colonnes, se dressant sur un sol très irrégulièrement excavé. Partout abondent les signes d'un modelé rudimentaire, en raison de l'insuffisance des précipitations atmosphériques, aggravée par la perméabilité du sol et l'absence de relief originel.

De l'ouest à l'est (fig. 151), la région comprend les divisions suivantes : 1° une chaîne de roches primaires, atteignant 610 mètres

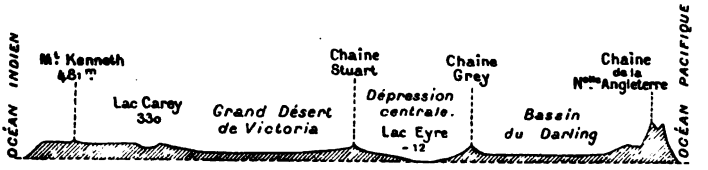

Fig. 151. — Coupe de l'Australie suivant le 20e parallèle de latitude S.

d'altitude au Mont Magnet, et se dressant brusquement en face de l'Océan Indien, tandis qu'elle se prolonge à l'est par un plateau de 300 à 400 mètres au-dessus de la mer; 2° le grand désert de Victoria, plus bas d'environ 100 mètres, et séparé par le vide des Monts Stuart de : 3° la dépression centrale, dont le lac Eyre occupe le fond, à environ 12 mètres au-dessous du niveau de la mer; 4° alors apparaît la chaîne des Monts Grey, séparant la dépression centrale du bassin du Darling, où un fond de terrains primaires se laisse voir sous une couverture peu épaisse de dépôts lagunaires d'âge crétacé; 5° enfin devant le Pacifique se dresse la Cordillère d'Australie, débutant au sud par les *Alpes australiennes*, où les plus hauts sommets dépassent 2200 mètres[1].

Ainsi, dans ce pays soumis à l'influence des vents alizés, les conditions du relief semblent combinées de manière à assujettir tout l'intérieur au régime de la sécheresse.

1. Voir Lespagnol, *Ann. de Géographie*, 1898, p. 55.

VINGT-SIXIÈME LEÇON

L'AMÉRIQUE DU NORD. — RÉGION ORIENTALE

Aperçu général sur l'Amérique du Nord. — L'Amérique du Nord est partagée en deux divisions bien tranchées : l'une à l'est des Montagnes Rocheuses, où l'altitude du sol est presque partout inférieure à 500 mètres, et qui ne présente de vraies montagnes qu'au voisinage immédiat de la côte atlantique; l'autre région, occidentale, où abondent les montagnes, les accidents volcaniques et les dépressions sans écoulement maritime.

Il n'en faut pas plus pour deviner que la division occidentale est la partie jeune du continent, tandis que l'autre doit la simplicité actuelle de ses caractères, à la fois à une ancienneté plus grande, et à un dessin géographique très régulièrement poursuivi.

D'autre part, la région orientale elle-même se divise en deux sections : au nord la partie canadienne, extraordinairement abondante en lacs aux contours déchiquetés, avec des rivières qui s'enchevêtrent les unes dans les autres; au sud le bassin du Mississipi, où un fleuve immense concentre presque tout le drainage, empiétant même à cet égard sur la région occidentale, et sans qu'il y ait, sur ce grand territoire, ni lacs ni indécision quelconque du relief. Donc ces deux sections ont dû parcourir des histoires diverses; ou du moins la première a subi quelque épisode final, propre à expliquer l'incertitude de sa topographie.

Enfin, alors que l'Atlantique semble si naturellement s'offrir pour recevoir directement le produit du drainage des deux sections, la première se vide dans un grand fleuve rectiligne, le Saint-Laurent, qui court parallèlement à la mer et l'atteint par un golfe découpé, comme s'il avait cherché à s'échapper au nord

de Terre-Neuve. De l'autre côté, à peine le Mississipi a-t-il reçu l'Ohio qu'il se coude vers le sud-sud-ouest, presque dans le prolongement du Saint-Laurent, comme s'il fuyait l'Océan pour aller se jeter dans le golfe du Mexique.

Évolution du territoire américain. — Ces diverses circonstances doivent trouver leur explication dans l'histoire géologique de l'Amérique du Nord.

En effet, dès les temps les plus anciens, la partie canadienne paraît avoir été émergée, et à l'époque carboniférienne cette terre avait grandi vers le sud, s'avançant en pointe comme elle fait encore aujourd'hui, pour ne laisser sous les eaux que la partie voisine du golfe mexicain. Au même moment, la mer couvrait la région de l'ouest, n'y laissant apparaître que des îles. Mais à l'est, au contraire, ce qui forme actuellement les états atlantiques était le bord, dirigé au sud-ouest, d'un continent oriental occupant la place de l'Océan.

C'est alors qu'une poussée orogénique, contemporaine de celle qui, en Europe, faisait surgir une chaîne entre l'Armorique et la Saxe, dressa contre la grande terre triangulaire du nord un bourrelet continu de montagnes, dont la partie orientale, serrée entre le continent canadien et la terre atlantique, ferma l'intervalle qui les séparait. Mais tandis qu'à l'occident les eaux marines devaient continuer longtemps à baigner le pied de la chaîne, la région orientale était destinée à traverser une longue phase d'émersion, suffisante pour en déterminer l'aplanissement à peu près complet.

Aussi, quand la mer crétacée revint sur une partie de ce territoire, ses sédiments n'eurent-ils pas de peine à s'appliquer sur les tranches des couches généralement plissées de l'ancienne chaîne, désormais rabotée et réduite à ses racines. Seulement à plusieurs reprises, la partie atlantique, presque complètement émergée, eut à subir des efforts généraux de dislocation et de gauchissement, lesquels, combinés avec l'influence directrice des couches primaires, ont déterminé son relief actuel.

En même temps se produisaient l'émersion progressive et la dislocation du territoire occidental, tantôt par des plissements parallèles, faisant naître les uns après les autres les bourrelets des Montagnes Rocheuses, de la Sierra Nevada et de la chaîne côtière; tantôt par l'élévation en masse de grands plateaux, entraînant comme contre-partie l'effondrement de bandes limitées par les principales d'entre les ondulations déjà dessinées. A travers les cassures des compartiments disloqués, d'énormes quantités de

laves se faisaient jour, couvrant de leurs coulées uniformes des espaces prodigieux, au pied de quelques cônes volcaniques grandioses. Puis, après un essai de régularisation de ce relief sous l'influence des fortes pluies quaternaires, l'établissement d'un régime plus sec amenait la transformation en déserts des districts affaissés.

Au contraire, le bassin oriental, favorisé à la fois par une moindre altitude, par des courants d'air plus humides, et par la persistance de la dépression où s'était logé le Mississipi, continuait la régularisation de son drainage; et les eaux de tête de ce fleuve, s'avançant à droite comme à gauche, capturaient au profit du bassin, avec une partie du réseau des Montagnes Rocheuses, quelques-uns des cours d'eau appalachiens.

Si l'on ajoute à cette énumération l'influence exercée par les glaces, qui ont couvert la région canadienne tout entière, et se sont avancées jusqu'au confluent du Missouri avec le Mississipi, on connaîtra les raisons principales auxquelles sont dues la détermination du relief américain et la division du pays en régions naturelles.

Région canadienne. — La région canadienne, considérée au nord-est d'une ligne joignant le lac Supérieur à l'embouchure du Mackenzie, offre une grande analogie avec le territoire de la Scandinavie. Le sol y est formé d'archéen, avec une ceinture extérieure et quelques rares traînées de sédiments paléozoïques. Toute la surface, à l'exception de la chaîne cristalline qui fait le rivage nord-est du Labrador, et qui se ressent des récentes dislocations circumpolaires, est depuis longtemps réduite à la condition de pénéplaine. La dépression de la baie d'Hudson joue, comme l'a fait remarquer M. Suess, un rôle très semblable à celui que remplit la Baltique entre la Finlande et la Suède. La différence consiste surtout dans l'absence d'alignements définis, le territoire canadien ayant été beaucoup moins éprouvé par les dislocations atlantiques que la Scandinavie.

C'est seulement sur le bord extrême, c'est-à-dire dans la Nouvelle-Écosse et à Terre-Neuve, que prévaut un nouveau régime, celui des fjords et des golfes ramifiés, attestant à la fois des accidents parallèles à la côte et un mouvement peu ancien de submersion. Mais ces deux régions sont en réalité le prolongement de la zone des Appalaches, et constituent, pour le vrai territoire canadien, un appendice littoral anciennement plissé.

Traces de la topographie glaciaire. — De même qu'en Scandi-

navie, la topographie glaciaire, caractérisée par le grand nombre des cavités lacustres, peu profondes et aux contours irréguliers, domine sans partage sur tout le Canada, à l'est d'une ligne qui suit en le remontant le cours inférieur du Mackenzie, puis passe à l'occident du petit lac des Esclaves, pour atteindre les États-Unis tout près des sources du Missouri. A partir de ce point (fig. 152), la limite des formations glaciaires suit à très peu près le cours du Missouri; puis elle remonte l'Ohio et atteint la côte non loin de New-York.

Sur toute cette étendue, les glaces, descendant des hauteurs qui

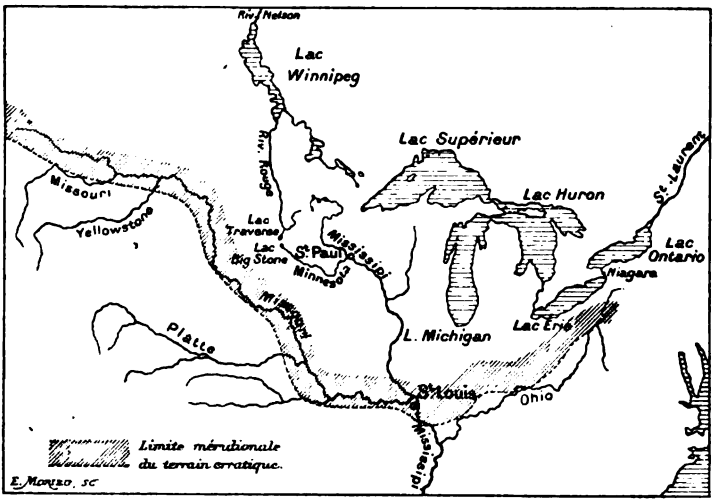

Fig. 152. — Rapports de l'hydrographie des États-Unis avec la limite du terrain erratique.

s'élevaient alors au nord du Saint-Laurent, ont raboté le territoire canadien, laissant sur les rochers des stries visibles, et en plus d'un point l'archéen apparaît à nu, formant ce qu'on appelle les *barren grounds*. Seulement les surfaces moutonnées qui caractérisent cette région ne doivent pas être exclusivement attribuées à l'action glaciaire; car, ainsi que l'a remarqué M. Lawson, il est de l'essence du terrain archéen au Canada que les roches granitiques qui le pénètrent y dessinent au milieu des schistes cristallins des dômes elliptiques; et l'altération subaérienne laisse ces dômes en saillie à cause de leur dureté.

Vers la limite méridionale du territoire lacustre, les accumulations morainiques commencent à jouer un grand rôle. En barrant d'anciennes vallées, elles ont puissamment contribué, de concert

avec des mouvements du sol, à engendrer les grands Lacs, Supérieur, Michigan, Huron, Érié et Ontario. Les cavités où ces lacs sont logés étaient sans doute en grande-partie préparées; car le lac Supérieur est une cuvette structurale et tous les autres occupent des sillons monoclinaux, résultant de ce que des assises primaires peu résistantes s'appuyaient à cette place sur des assises plus dures. Mais, avant l'invasion des glaces, ces dépressions étaient déjà façonnées en vallées, et c'est par l'influence des barrages morainiques jetés en travers, jointe à un abaissement de niveau, qu'elles ont été transformées en bassins lacustres.

Au sud du Wisconsin, si les lacs disparaissent, ou du moins deviennent trop petits pour être figurés sur une carte d'ensemble, la topographie morainique continue à prévaloir jusqu'à une ligne très remarquable de collines, qui accompagne presque constamment la rive gauche du Missouri et la rive droite de l'Ohio. C'est le *Kettle range*, ainsi nommé des nombreuses petites cavités sans écoulement qui s'y rencontrent. Nous en avons indiqué précédemment les caractères essentiels [1], en signalant les diverses particularités de cette zone périphérique, où l'extrémité des lobes glaciaires de la dernière extension a longtemps stationné, étalant sur la contrée le terrain erratique ou *drift*.

Il y a pourtant, au milieu de la grande nappe morainique, dans l'État de Wisconsin, sur le cours supérieur du Mississipi, un espace où le *drift* n'a pas laissé de traces. Les géologues américains ont expliqué cette particularité par un ensemble de conditions géographiques et météorologiques, qui obligeaient les lobes glaciaires à contourner ce territoire (*driftless area*), sur lequel d'ailleurs il tombait moins de neige qu'aux alentours.

Modifications récentes du réseau hydrographique. — En dehors de l'obstacle opposé à l'écoulement des eaux, ce qui a eu pour conséquence la formation des grands lacs, les accumulations morainiques ont changé peu de chose à l'aspect général de la pénéplaine archéenne et primaire. Seulement elles ont modifié le tracé des cours d'eau, qui auparavant avaient dû subir, de la part des éléments de la pénéplaine sous-jacente, une certaine action directrice. Nous avons expliqué comment plusieurs des rivières, une fois la moraine affouillée, ne retrouvant plus leurs anciens lits, ont dû racheter la différence des niveaux par des cascades établies aux points où elles atteignaient le substratum primaire ou cristallin [2].

1. Voir plus haut, p. 228. — 2. Voir plus haut, p. 129.

D'autre part, les plaines morainiques du nord, qui forment une ceinture continue autour des grands lacs, ont été tardivement affectées par le gauchissement qui a relevé le sol de la région laurentienne. Aussi le niveau des lacs a-t-il subi des vicissitudes, marquées par une série de terrasses, qui dessinent sur leurs bords de véritables escaliers.

Vers la fin de l'époque quaternaire, les conditions hydrographiques de la contrée canadienne différaient beaucoup de ce qu'elles sont aujourd'hui. Au lieu de se décharger dans la baie d'Hudson, le lac Winnipeg, et avec lui la rivière Saskatchewan, se déversaient au sud, par ce qui fait aujourd'hui la vallée de la Rivière Rouge du Nord[1]. Cette rivière prend son origine au lac dit Traverse, qu'un seuil de quelques mètres à peine sépare du lac Big Stone, origine du Minnesota. Or, au-dessous de ce seuil on retrouve, sous le terrain glaciaire, à 40 mètres environ de profondeur, l'ancienne vallée qui, venant du Winnipeg, aboutissait au Mississipi. Un relèvement de moins de 80 mètres dans le niveau du Winnipeg suffirait à restituer la pente primitive.

Cette ancienne vallée a été, vers la fin des temps glaciaires, si bien barrée par la calotte des glaces, qu'un lac énorme, appelé *Lac Agassiz* par les géologues qui en ont observé les traces, s'est étendu à un certain moment du nord au sud, sur près de 10 degrés de latitude. L'état actuel des choses tient à la fois aux changements introduits dans la topographie par les accumulations morainiques, et aux mouvements, tantôt d'affaissement, tantôt d'élévation, que le sol canadien a subis.

M. Gilbert[2], d'accord avec M. Taylor[3], admet que les lacs Supérieur, Michigan et Huron formaient à l'origine une seule nappe, se déversant à l'est, par le lac actuel Nipissing, dans la rivière Ottawa. Le relèvement progressif des contrées septentrionales aurait graduellement reporté vers le sud les lacs Michigan et Huron, jusqu'à ce que l'eau, atteignant la dépression de Port-Huron, se déversât par Saint-Clair et Détroit dans le lac Érié. A cette modification succédaient bientôt l'isolement du lac Supérieur et la formation de la rivière Sainte-Marie, qui lui sert de décharge.

Ces phénomènes, selon M. Taylor, n'auraient employé que de 5000 à 10 000 ans. Le relèvement au nord serait déjà de plus de 30 mètres, et il suffirait qu'il continuât dans la même mesure pendant 3000 ans pour que la chute du Niagara fût supprimée.

1. G. K. Warren, *Americ. journ.*, XVI (1878), p. 417. — 2. *National geogr. Magazine*, VIII (1897), p. 233. — 3. *Studies in Indiana Geography.*

L'eau des lacs se rendrait alors par Chicago, l'Illinois et le Mississipi au golfe du Mexique.

Saint-Laurent. Labrador. Région des prairies. — Le Saint-Laurent forme exactement la limite orientale de la pénéplaine primaire. Ce fleuve, à partir de l'Ontario, commence par couler dans un synclinal étroit, à la suite duquel il épouse le bord de la plate-forme archéenne, juste à son contact avec la région littorale plissée, qui fait suite aux Appalaches. Son tracé coïncide donc avec un accident tectonique remarquable.

Quant au Labrador, c'est, pour la plus grande partie, une pénéplaine identique avec la région laurentienne, où l'altitude ne s'élève pas, au centre, beaucoup plus haut que 500 mètres. Plusieurs lacs subsistent sur la partie médiane, qui a été, comme l'attestent les stries des rochers, un centre de divergence pour les glaces.

Du côté opposé au Saint-Laurent, la pénéplaine primaire, couverte de forêts, s'enfonce doucement sous les dépôts que la mer crétacée y a jetés, et qui forment une large bande plate en avant des Montagnes Rocheuses. Cette bande est celle des *Prairies canadiennes*, où se dessinent deux terrasses successives, l'une occidentale, à 900 mètres d'altitude, crétacée et tertiaire, l'autre à 500 mètres, presque exclusivement crétacée. Tandis que la seconde supporte des dépôts morainiques provenant de la grande extension glaciaire qui avait son centre de dispersion dans la région laurentienne, la première terrasse a été recouverte par les moraines qui descendaient des Montagnes Rocheuses.

La partie méridionale des Prairies canadiennes porte le nom de Plaines de l'Alberta. Dès les temps miocènes, une haute chaîne devait les border à l'ouest, de sorte que les torrents descendant de cette chaîne y jetaient des dépôts détritiques, comme ceux qui composent les collines dites *Cypress Hills*. Bien avant les invasions glaciaires, une pénéplaine avait eu le temps de se former au pied de ces montagnes par rabotage des derniers plis crétacés, et des vallées, descendant vers l'est, y étaient déjà découpées[1].

C'est la diminution d'humidité qui, s'accentuant vers l'ouest, entraîne la substitution des prairies aux forêts.

Région des Appalaches. Aperçu général. — Le territoire, si parfaitement aplani dans l'ensemble, de la partie orientale des États-Unis[2], dont la figure 153 fait connaître, d'une façon schéma-

1. Dawson, *Americ. Journal* [3], XLIX, p. 463.
2. Parmi les travaux que nous avons plus particulièrement utilisés pour la rédaction de cette leçon, nous avons le devoir de citer l'étude de M. Powell, intitulée

tique, les principales subdivisions, laisse cependant voir, près du littoral atlantique, un accident orographique important : c'est la chaîne appalachienne, ou plutôt l'ensemble des rides parallèles qui constituent les Appalaches ou Alleghanys. C'est à la coupure de l'Hudson, au sud du massif archéen des Adirondacks, qu'il convient de faire commencer cet ensemble, qui se poursuit d'une façon très nette jusqu'à la rivière Tennessee, au delà de laquelle

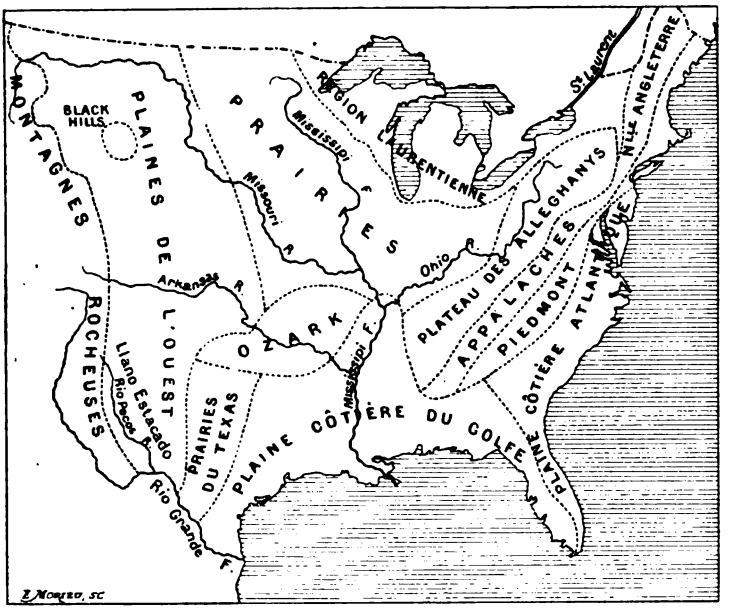

Fig. 153. — Les régions naturelles des États-Unis à l'est des Montagnes Rocheuses.

de petits chaînons progressivement décroissants prolongent la même direction jusqu'au centre de l'Alabama.

Au premier abord, cette suite de rides, échelonnées sur une largeur dont le maximum est de 100 kilomètres, avec toute une série de vallées longitudinales communiquant les unes avec les autres par des cluses, suggère l'idée d'une structure identique avec celle du Jura. La ressemblance paraît d'autant plus frappante qu'ici encore, comme au Jura, c'est la ligne de crêtes la plus orientale, le Blue Ridge, qui est la plus saillante et en même temps celle qui défend le mieux sa continuité. Cependant cette analogie n'est qu'apparente, et ce n'est nullement à une succession de plis

Physiographic regions of the United States et insérée dans les *National geographic monographs*, mai 1895.

réguliers que ces chaînons successifs doivent leur existence, de même que, en dépit de leur allure, les rivières de la région ne sont pas des cours d'eau *conséquents*. D'autre part, il est à remarquer que le centre même de la soi-disant chaîne appalachienne est, en réalité, occupé par une dépression que plusieurs cours d'eau empruntent tour à tour.

Histoire de la région. — La vérité est que le système des rides appalachiennes cache, sous son apparente simplicité, une remarquable combinaison d'effets, dont les uns sont de très ancienne date, tandis que les autres appartiennent aux dernières phases de l'histoire géologique.

D'abord l'emplacement de la région montagneuse est aussi nettement défini que possible. Dès l'aurore des temps siluriens, un continent, qui occupait la place de l'Atlantique, voyait se former à ses pieds, le long d'une ligne coïncidant à peu près avec le bord oriental extrême des Appalaches, c'est-à-dire avec les Montagnes Bleues, une série sédimentaire extraordinairement puissante et variée. A diverses reprises et surtout vers la fin de l'époque carbonifférienne, cette série, refoulée contre son noyau archéen, s'est dressée en plis, tantôt réguliers, tantôt violemment empilés et disloqués, selon l'épaisseur et la nature des couches affectées[1]. La direction générale des plis était celle du sud-ouest au nord-est.

Complètement rabotée depuis sa surrection, la chaîne avait, de bonne heure, fait place à une pénéplaine. Mais celle-ci, préservée de toute invasion marine, a subi après son aplanisssement plusieurs déformations d'ensemble qui, en relevant fortement son niveau, ont réveillé l'activité des cours d'eau. Alors l'inégale résistance des terrains s'est fait jour, dans une mesure variable avec leur état antérieur de dislocation. Mais grâce à l'absence de toute couverture, cette résistance s'est toujours manifestée suivant la direction acquise par les affleurements, de sorte que ce double travail d'érosion et de gauchissement a ressuscité quelque chose d'analogue à l'ancien relief.

Traits fondamentaux des Appalaches. — Les traits fondamentaux de la région appalachienne sont ainsi déterminés, d'abord par le mode de superposition des terrains primaires, où de l'est à l'ouest on voit se succéder l'archéen, le silurien, le dévonien, pour aboutir vers l'occident à un large épanouissement du carbonifférien; puis par la résistance et l'état de dislocation de ces divers

1. Bailey Willis, *Mechanics of Appalachian structure, 13th Annual Report. U. S. Geol. Survey*, Washington, 1894.

groupes; enfin par la façon inégale dont le gauchissement post-crétacé s'est fait sentir dans le nord et dans le sud.

Au nord, la pénéplaine a été relevée de manière à tourner sa pente vers l'est; tandis qu'au sud l'inclinaison était dirigée à l'ouest. De là vient que le Delaware, la Susquehannah et le Potomac sont tributaires de l'Atlantique, tandis que le New-River et divers affluents du Tennessee, qui poussent leurs sources jusque tout près des Montagnes Bleues, s'écoulent vers l'Ohio. A part cette différence, des vallées longitudinales se sont partout creusées sur l'affleurement des assises les moins résistantes, tandis que les plus dures demeuraient en saillie, formant peu à peu les crêtes actuelles des montagnes appalachiennes. Ainsi s'est constituée une succession de remparts escarpés et de bassins plats allongés, très semblables les uns aux autres par la forme, la hauteur et la direction, fort monotones d'aspect et n'offrant de sites pittoresques que dans les gorges qui les traversent.

Sur les crêtes apparaissent le plus souvent les assises de quartzite et de grès, quelquefois les dolomies, très rarement les calcaires. Fréquemment, comme en Pennsylvanie ou dans le Tennessee, c'est à un ancien pli *synclinal* que correspondent les rides aujourd'hui saillantes, et cela simplement parce que dans le fond du pli était pincée une traînée de couches plus dures que les roches encaissantes; de sorte qu'il s'est produit une de ces inversions du relief, habituelles aux pays disloqués[1].

Détails divers. — La déformation générale de la pénéplaine ayant marché de pair avec le travail de l'érosion, les cours d'eau logés suivant la direction des affleurements ont dû chercher à s'écouler en traversant par des cluses les rides en voie de formation progressive. Les gorges transversales sont donc nombreuses dans la région, et le fait de leur façonnement graduel est attesté par une particularité fort intéressante, qu'on observe dans la partie septentrionale des Appalaches. En outre des cluses ou *water-gaps* qui livrent passage aux rivières, les escarpements y sont souvent échancrés par des entailles sèches dites *wind-gaps* ou « portes des vents ». Ce sont certainement d'anciennes cluses, abandonnées par les eaux courantes à mesure que celles-ci réussissaient à s'ouvrir des passages plus faciles. Les niveaux du fond de ces ouvertures sont assez concordants, ce qui permet d'y voir les traces d'une pénéplaine intermédiaire.

1. Voir plus haut, p. 161.

Tandis que la plus grande régularité des plis anciens se traduisait, dans le nord, par une succession bien ordonnée, parfois presque géométrique, de vallées et de rides, il n'en a pas été de même au sud, dans la partie où se trouve le point culminant de la chaîne, le Black Dome ou Dôme Noir, qui dépasse 2000 mètres d'altitude. L'archéen y joue un plus grand rôle, les terrains anciens sont plus disloqués, les failles sont nombreuses, et si l'inégale résistance des roches mises à découvert demeure toujours le principe du relief, celui-ci est forcément beaucoup moins régulier.

Mais cette irrégularité n'a lieu que pour la zone cristalline orientale des Appalaches du sud. Dans la zone occidentale, formée de terrains paléozoïques, la topographie est caractérisée comme au nord, bien qu'avec une autre allure, par le parallélisme des crêtes et des cours d'eau. Ce parallélisme est bien mis en évidence dans la figure 154, qui fait ressortir en outre, d'une façon très nette, le contraste entre les plateaux en voie de dissection situés au nord des Appalaches, et la région archéenne qui les borde à l'orient[1].

Dépression centrale. — La dépression centrale des Appalaches ou « Grande Vallée » se déploie sur une largeur moyenne de 30 à 100 kilomètres, bordée à l'est par des cimes de plus de 1000 mètres. Cette dépression correspond à l'affleurement d'un ensemble de couches calcaires et schisteuses, de peu de dureté. Elle a été accentuée par un accident survenu à l'époque crétacée, et renouvelé aux temps tertiaires, qui a fait naître, dans la pénéplaine primaire déformée par gauchissement, une large concavité, entourée de deux convexités à grande envergure. C'est là que coulait, à la fin du cycle crétacé, la *rivière appalachienne* de MM. Hayes et Campbell[2], cours d'eau qui, partant du centre de la Virginie, aboutissait au golfe du Mexique, et dont deux tronçons se reconnaissent encore aujourd'hui dans le cours supérieur du Tennessee et dans la Coosa.

La notion de cette rivière appalachienne n'est pas une hypothèse gratuite. La vallée de l'Alabama (dont la Coosa est tributaire) laisse voir sur son fond des sédiments éocènes, d'origine détritique, dont le volume est beaucoup plus considérable que le cube des

1. La figure montre nettement trois topographies distinctes : en bas, à droite, celle du Piedmont; au milieu, en écharpe, les plis appalachiens, avec cours d'eau longitudinaux et quelques cluses; à gauche, le plateau disséqué du Cumberland. En outre, on remarque, dans l'angle de droite en haut de la figure, une notable atténuation du nombre des cours d'eau. Toute cette portion est justement celle qui a été recouverte par le terrain glaciaire. (Voir Carvill Lewis, *American Journal*, XXVIII, p. 276.) — 2. *National geogr. Magazine*, VI, p. 65.

Fig. 151. — Topographie pennsylvanienne (d'après une carte de J.-P. Lesley).

déblais correspondant à la vallée de la rivière actuelle et suppose une extension antérieure du drainage en amont[1].

La déformation post-tertiaire de la pénéplaine a consisté en un gauchissement général, qui s'est produit de manière à donner un avantage marqué aux cours d'eau tributaires de l'Ohio. Alors ceux-ci, poussant leurs eaux de tête vers l'est, à travers les chaînes qui limitaient à l'occident le réseau propre à la dépression médiane, ont fini par capturer la partie supérieure de la vallée. Pendant ce temps, le Tennessee, accomplissant le même travail, créait la gorge de Chattanooga, par laquelle il capturait le cours moyen de la rivière appalachienne. Plus tard encore, à l'époque pleistocène, lors de l'émersion des dépôts tertiaires de la région du golfe du Mexique, une dislocation, alignée du sud au nord, est née à la jonction du massif primaire avec sa bordure crétacée. Le Tennessee, appelé par ce sillon, a cessé de se rendre directement dans le Golfe, et s'est rejeté au nord, à angle droit, vers l'Ohio.

Partie septentrionale du massif plissé. — Nous avons dit que la chaîne des Appalaches s'arrêtait à l'Hudson. Cependant le système de dislocations dont elle dépend se poursuit au nord jusqu'à Terre-Neuve. Seulement il se produit, à la rencontre de l'Hudson, une déviation subite des plis, qui commencent par se diriger au nord, pour reprendre ensuite une direction nord-est.

Ce changement paraît dû à la résistance qu'offrait un éperon archéen, qui s'enfonce entre l'Hudson et le lac Ontario, et dont le noyau était formé par la masse cristalline des *Monts Adirondacks*. Malgré une longue érosion, ce massif conserve encore aujourd'hui un relief notable, et quelques-unes de ses cimes dépassent 1600 mètres.

De l'autre côté de l'Hudson, dans le New Hampshire, l'ancien massif plissé a été également réduit à une pénéplaine, mais il y subsiste aussi des noyaux que leur dureté a préservés. Le mieux isolé, qui s'élève à 1100 mètres, est le Mont Monadnock. C'est une cime archéenne que la destruction de son entourage a laissée en saillie. Aussi M. Davis a-t-il proposé d'appliquer la dénomination générique de *monadnocks* à toutes les protubérances bien isolées que l'érosion a respectées sur une pénéplaine.

L'action glaciaire s'est d'ailleurs étendue sur toutes ces régions, qu'elle a parsemées de cavités lacustres, en même temps qu'elle arrondissait les contours des éminences. Enfin l'influence direc-

1. Hayes et Campbell, *loc. cit.*

trice des anciens plis, s'exerçant, soit par elle-même, soit par les bandes de dureté différente qui apparaissent à la surface, se traduit dans la direction si rectiligne de l'Hudson, du Connecticut, et de la chaîne de hauteurs qui sépare ces deux cours d'eau.

Dislocations des Palissades. — A l'intérieur des Appalaches se développe, dans le nord, tout contre l'Atlantique, un système de dislocations, affectant surtout les anciens affleurements que les lagunes triasiques avaient semés sur cette région. Des failles ont divisé ces affleurements en paquets, généralement inclinés dans le même sens, et le plongement des bandes a eu pour résultat de faire apparaître au jour les tranches de nappes éruptives, appelées *trapps*, qui avaient été injectées au milieu des assises sédimentaires. Dans le New-Jersey, en particulier, ces tranches ont leurs arêtes arasées à un même plan, et permettent de reconnaître la pénéplaine qui avait été façonnée durant le cycle post-triasique[1].

Les nappes éruptives forment, par leur affleurement, des escarpements où règne souvent une structure columnaire, qui les fait ressembler à des *palissades*. L'exemple le mieux caractérisé est celui des Palissades de l'Hudson. Ce système se poursuit sur plus de 1600 kilomètres, sous la forme de 8 à 10 bandes indépendantes, depuis la Nouvelle Écosse et l'île du Prince Édouard, par le Connecticut, jusque dans la Caroline du Nord, empiétant dès Trenton sur la région archéenne du Piedmont. Les accidents qui le caractérisent gardent constamment une direction parallèle aux Appalaches. Ainsi le bord de cette chaîne, devenu rigide, aurait déterminé par sa résistance, avec les cassures dont les trapps ont profité pour s'épancher, celles qui plus tard ont disloqué ces trapps avec les sédiments encaissants.

Piedmont. — Au pied du versant atlantique des Montagnes Bleues s'étend, bien marqué dans la topographie (revoir la figure 154), un plateau ondulé, véritable pénéplaine, avec gorges abruptes de 30 à 100 mètres, auquel sa situation a fait donner le nom de *Piedmont*. Il est composé surtout de roches archéennes fortement disloquées, appartenant au soubassement des couches primaires de la région appalachienne. Les cours d'eau du second ordre n'y obéissent à aucune action directrice apparente. Leurs bassins sont arrondis ou ovales, et les lignes de partage y dessinent de véritables labyrinthes. La limite orientale du Piedmont est très nette. Elle est formée par un pli brusque ou une faille, qui se poursuit

1. Voir plus haut, p. 192.

depuis les environs de New-York par Trenton, Philadelphie, Baltimore, Washington, Richmond, Weldon, Raleigh et Macon.

M. Mac Gee[1] a fait remarquer que cette dislocation se trahit partout, dans la topographie, par un gradin plus ou moins marqué, que tous les cours d'eau, aussi bien les rivières que les ruisseaux, sont obligés de franchir par des rapides ou des cascades. C'est, par excellence, le niveau des forces hydrauliques naturelles; aussi de nombreuses villes industrielles se sont-elles groupées sur tout son parcours pour utiliser les chutes d'eau.

Au point de vue géologique, la ligne en question a marqué, à partir du commencement des temps crétacés, la limite que la mer ne dépassait pas vers l'ouest; la région située à l'orient passait par des vicissitudes diverses, tantôt émergée, tantôt recevant des dépôts franchement littoraux. Cette ligne a d'ailleurs dû jouer à une époque peu éloignée de la nôtre; car autrement les rapides qu'elle occasionne eussent été régularisés. En effet, M. Mac Gee[2] a montré que non seulement la dislocation était de date post-tertiaire, mais que l'équilibre ne devait pas être complètement atteint dans ces parages, où de nos jours encore il se produirait un certain jeu mutuel des compartiments en contact.

Plaine côtière. — Rien n'est mieux marqué, au point de vue topographique, que le contraste du *Piedmont* avec la *plaine côtière* qui lui fait suite[3], et qui, composée tout entière de sédiments crétacés et tertiaires sans consistance, est échancrée sur toute sa largeur par de grands estuaires, où l'eau n'est jamais profonde.

Avant de traverser cette plaine, tous les cours d'eau qui viennent du Piedmont se coudent pour longer pendant quelque temps le bord de l'accident-limite, ayant ainsi un de leurs versants dans la roche dure cristalline. De cette manière, tout le nord de la plaine côtière se trouve découpé en presqu'îles, rattachées au Piedmont par des isthmes étroits, comme celui qui sépare le Delaware du Raritan, le Clay-bank Creek de l'Elk River, le Potomac du Rappahannok. Cette déviation caractéristique des cours d'eau est l'effet de la dislocation post-tertiaire mise en évidence par M. Mac Gee.

Attirée le long de cette ligne par la facilité d'y trouver des eaux claires et une provision de force motrice, alors que les plaines inférieures, très fertiles et riches en gibier, étaient bordées par des estuaires où le poisson abondait, la civilisation s'y est déve-

1. *Americ. Journal*, XXXV, 1888, p. 120. — 2. *U. S. Geological Survey*, 7th *annual Report*. — 3. Voir la remarquable photographie d'un plan relief de la région, que M. Mac Gee a insérée dans le mémoire précité.

loppée de bonne heure dans une série de centres, bientôt mis en communication les uns avec les autres par-dessus les cours d'eau servant de limites aux péninsules[1]. Habitués à contempler, à l'extrême horizon, la saillie des Appalaches sous la forme d'une ligne de hauteurs aux tons bleuâtres, les colons de cette bande atlantique ont donné à la chaîne le nom de *Blue Ridge*.

Plateau du Cumberland. — Du côté occidental, la région appalachienne est limitée par ce qu'on appelle les *Monts du Cumberland*. Mais ce n'est pas une chaîne proprement dite; c'est le bord

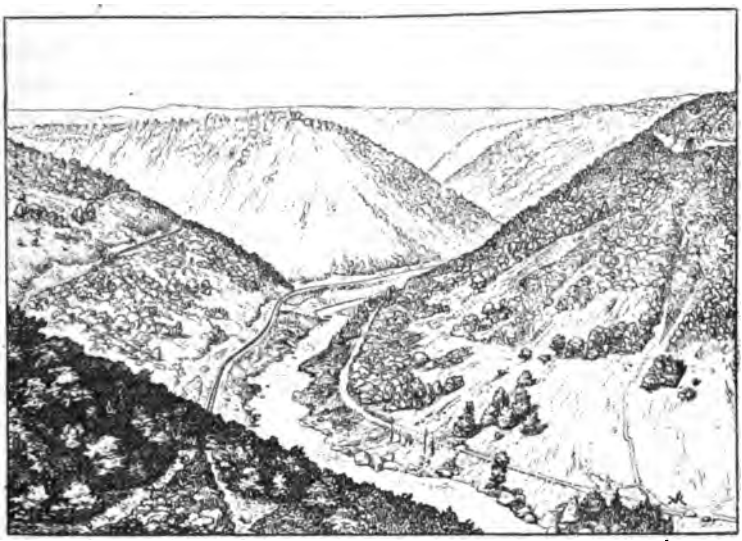

Fig. 155. — La gorge de la rivière Kanawha dans le plateau du Cumberland.

d'un haut plateau, comme l'indique bien, entre autres, le nom de *Great Flat Top* ou grande cime plate, que reçoit cet escarpement près de la cluse où il est franchi par la Kanawha. Ce plateau est la partie actuellement la plus relevée de la pénéplaine primaire dans laquelle l'érosion avait transformé la chaîne carboniférienne de la région. Le travail des eaux courantes, depuis le tertiaire, l'a déchiqueté en compartiments, sans lui faire perdre le caractère de pénéplaine soulevée, c'est-à-dire de plateau (fig. 155). Son altitude croît depuis 200 mètres dans l'Alabama central jusqu'à 1200 à la traversée de la Kanawha.

Le plateau du Cumberland se prolonge d'ailleurs bien au delà, et

1. Mac Gee, *loc. cit.*

on le retrouve en Pennsylvanie, où son bord, sur lequel affleurent en couches peu dérangées le terrain carboniférien et les grès du dévonien supérieur, domine une large bande schisteuse par un escarpement régulier, qu'on appelle *front des Alleghanys*.

Le même plateau, toujours plus ou moins disséqué, trouve sa prolongation dans les monts Catskill de l'État de New-York, dont la direction est si manifestement différente de celle des Appalaches. Là, son altitude dépasse 1200 mètres, et il fait face à la vallée de l'Hudson par des escarpements de près de 600 mètres. Quant à la vallée appalachienne, elle est représentée dans la même région par le tronçon de l'Hudson qui avoisine Newburg.

Plateau des Alleghanys. — A partir du front assez escarpé qu'elle tourne vers les montagnes, la plate-forme primaire s'enfonce doucement à l'ouest, et finit par engendrer, entre la chaîne montagneuse, d'un côté, les lacs canadiens et l'Ohio inférieur, de l'autre, ce que M. Powell a appelé le *plateau des Alleghanys*.

C'est toujours la pénéplaine, façonnée aux dépens des sédiments primaires que le soulèvement carboniférien avait disloqués, mais beaucoup moins déformée, par les mouvements ultérieurs, que dans la partie demeurée montagneuse. Au début, elle se montre encore disséquée en assez nombreux fragments par des vallées relativement étroites. Mais à mesure qu'on avance vers l'ouest, le relief s'amoindrit. D'abord l'altitude diminue, et avec elle la puissance des eaux courantes. Ensuite les sédiments houillers, qui apparaissent dans cette partie, se sont montrés beaucoup plus accessibles à la dissémination par érosion. Enfin, quand on arrive au Mississipi, l'influence du manteau glaciaire se fait déjà sentir et tend à égaliser toutes les aspérités.

Plaines du Mississipi. — Autour du Mississipi, à partir de son confluent avec l'Ohio, s'étendent de grandes plaines, dont la limite orientale coïncide justement avec les affleurements du terrain crétacé, qui contournent la région du plateau des Alleghanys et de la chaîne des Appalaches. Tout le pays correspond à un pli synclinal de très large envergure, où la mer de la craie et celle du tertiaire ont séjourné, et dont le fond, sujet à diverses oscillations, ne s'est guère tapissé que de dépôts sans consistance. Autrefois garni de forêts, que les indigènes avaient peu à peu dévastées avant l'arrivée des Européens, ce territoire, au centre duquel les alluvions du Mississipi dessinent une large traînée, est un riche pays de culture, où réussissent les céréales, le tabac et le coton.

Bien que, jusqu'à Cairo, la vallée du Mississipi corresponde à un

synclinal, il est à remarquer que les deux versants ne sont pas symétriques. Cette différence est surtout tranchée de Bâton-Rouge à Vicksburg, où l'altitude de 100 mètres est atteinte tout près du fleuve sur la rive gauche, tandis que, sur la rive droite, il faudrait l'aller chercher au moins à 250 kilomètres. D'un autre côté, si à Vicksburg le tracé de la branche principale du Mississipi s'écarte un peu vers l'ouest, une dérivation latérale prolonge le tracé inférieur de Vicksburg à Memphis, où elle trouve sa continuation par le grand fleuve jusqu'à Cairo, toujours accompagnée à l'est par un relief assez marqué.

Cette allure indique évidemment le bord occidental d'une plateforme dont le fleuve suit le pied, et les tremblements de terre qui ont quelquefois remonté le Mississipi, comme celui de 1811, laissent croire que cette limite correspond à quelque dislocation en profondeur.

Quant aux grandes plaines qui s'étendent, sauf l'interruption des *Highlands* du Wisconsin, depuis l'extrémité des lacs jusqu'au Missouri d'un côté, jusqu'à l'Ohio de l'autre, elles sont accidentées, en dehors du Kettle Range, par quelques collines glaciaires, comme les *drumlins*[1], et arrosées par un réseau compliqué de cours d'eau. Sur les bords des rivières s'étendent de larges traînées d'alluvions. Tout ce territoire, autrefois garni de forêts, est aujourd'hui occupé par des prairies, et le sol en est généralement fertile. La bordure méridionale, où la première invasion glaciaire s'est seule fait sentir, est complètement modelée, et c'est seulement en arrière du Kettle Range que la surface a gardé la topographie morainique.

Monts Ozark. Arkansas. — Les grandes plaines ne se poursuivent pas entre le Missouri et la rivière Arkansas, où se prononce, empiétant au sud jusqu'à la rivière Rouge, un autre type de paysage. Au nord de l'Arkansas apparaît directement la pénéplaine primaire, faite en grande partie d'affleurements carbonifériens et permiens. Comme elle n'a pas été recouverte par les dépôts glaciaires, et qu'elle ne porte pas non plus de couverture crétacée, sinon dans l'extrême ouest, elle se montre au jour avec le morcellement que lui a infligé l'érosion. Ce massif, dont la partie culminante, d'âge surtout silurien, forme les *Monts Ozark*, est disloqué par des failles, dont l'influence se fait nettement sentir sur le réseau des cours d'eau.

1. Voir plus haut, p. 232.

Quand on se trouve au pied des collines, on est frappé de la raideur de leurs versants, et l'impression qu'on ressent est absolument celle d'un pays de montagnes. Mais à peine les a-t-on gravies qu'on voit tous leurs sommets s'arrêter à un même plan, qui se poursuit à perte de vue [1].

Au nord-ouest du district en question, les rivières Kansas et Cottonwood arrosent, tout près du Missouri, un plateau où l'érosion a découpé des vallées étroites. Ces vallées isolent de nombreuses tables ou *mesas*, où de beaux escarpements réguliers (*bluffs*) de calcaire massif permien couronnent des talus de schistes aux formes arrondies. Au printemps, toutes ces mesas sont des tapis d'herbes vertes, que la chaleur de l'été finit par dessécher.

Au sud des Monts Ozark, et formant avec leur allure un véritable contraste, se dessine une série d'accidents parallèles, dirigés de l'est à l'ouest, qui se traduit par des hauteurs bien alignées, déterminant la direction de l'Arkansas, de la rivière Ouachita, de la rivière Rouge, etc. Ces accidents, où souvent les crêtes culminantes coïncident avec d'anciens plis synclinaux, représentent les racines d'une chaîne qui prolongeait à l'ouest les bombements qu'on observe contre le bord occidental des Appalaches, tandis que la continuation oblitérée de ces montagnes elles-mêmes passe plus au sud et se retrouve dans le Texas central [2]. Les mêmes dislocations se prolongent sur le territoire indien, jusqu'à ce que le manteau crétacé de la région empêche de les poursuivre plus loin.

Grandes plaines de l'ouest. — A l'ouest du territoire qui vient d'être décrit s'étend, sur les premiers affleurements du crétacé, une zone de prairies allant rejoindre celles du nord. Mais bien vite le sol s'élève un peu, en même temps que la composition du terrain se modifie, et c'est maintenant une bande de plateaux élevés, dits *Grandes Plaines*, qui va former, parfois sur près de dix degrés de longitude, le palier servant de socle aux Montagnes Rocheuses. Du nord au sud, cette bande peut se diviser en quatre sections : 1° les plateaux du Missouri, où les marnes et argiles du terrain secondaire engendrent les collines dénudées et prodigieusement découpées des *Mauvaises Terres* (*Bad Lands*), sur les flancs desquelles affleurent des lits de lignites sujets à s'enflammer spontanément. C'est aux matières fournies par la désagrégation des

1. Nason, *Geol. Surv. Missouri*, 1892, p. 86. — 2. Branner, *American Journal*, novembre 1897.

Mauvaises Terres que le Missouri doit son caractère de rivière limoneuse; caractère qu'il impose, à partir du confluent, au Mississipi, jusqu'alors limpide; 2° les plateaux sableux de la rivière Platte, où les cours d'eau se dirigent vers l'est, traversant le fond d'une ancienne mer intérieure, qui a été comblée à partir de la fin de l'époque secondaire par une série de sédiments. Les schistes crétacés, ainsi que les marnes pliocènes d'eau douce, lesquelles dominent en surface, y engendrent des plaines caractérisées par la même douceur de contours; tandis que les grès tertiaires déterminent une topographie plus accusée, en même temps que les grès fournissent la matière des collines de sable (*great sand hills*), très développées entre les rivières Platte et Niobrara; 3° les plateaux de la rivière Arkansas, où persiste très nettement la même direction pour les cours d'eau, tandis que les affleurements du grès crétacé du Dakota accentuent la nature gréseuse du terrain; 4° les *Pecos Plateaux* du Nouveau Mexique et, au delà du Rio Pecos, la grande plaine désertique du *Llano Estacado*.

Sur les plateaux de l'Arkansas, dans le Colorado, les schistes du crétacé supérieur donnent lieu à une structure topographique assez curieuse. Des concrétions de calcaire grossier, de 2 à 10 mètres de diamètre et d'une hauteur souvent supérieure à 10 mètres, sont disséminées dans la masse des schistes. L'altération de ces derniers fait apparaître les concrétions, non sous la forme de colonnes isolées, mais sous celle de monticules, le noyau vertical étant entouré par un cône de débris que la gelée a détachés du sommet. Ainsi se forment les *Tepee buttes*, ainsi nommées de leur ressemblance avec les tepees ou huttes des Indiens[1].

Ce qui caractérise toute cette bande de plaines, surtout au sud de l'Arkansas, ce n'est pas seulement l'uniformité du terrain; c'est aussi l'absence complète de dislocations. On sent que la plate-forme sédimentaire doit avoir un substratum ancien, à la fois régulier et stable entre tous.

Région aride. — Sur les deux dernières sections de la bande des Grandes Plaines, le crétacé affecte surtout la forme gréseuse, et d'autre part le sable domine dans les couches tertiaires sans consistance qui recouvrent les assises crétacées. Comme d'ailleurs les courants d'air y arrivent ayant déchargé leur humidité sur les plaines du Mississipi, le régime désertique, ou tout au moins celui des steppes, prévaut partout. C'est la partie orientale et la plus

1. G.-K. Gilbert, *U. S. Geol. Survey 17th annual report.*

sèche de cette « Région aride », que distinguent les géographes américains, et qui a 1800 kilomètres de l'est à l'ouest, sur 2000 du nord au sud, soit sept fois la surface de la France. Il est vrai qu'un cinquième de cette superficie appartient aux forêts et aux Parcs des Montagnes Rocheuses, dont il sera question plus loin, avec la partie occidentale de la même région.

Sur tout ce territoire, le climat est défavorable à la production des plantes alimentaires, dont la culture n'y peut être entreprise qu'à l'aide d'irrigations artificielles. Sa limite orientale est le 100e méridien (W. de Greenwich). Il offre perpétuellement le contraste de pluies torrentielles avec des sécheresses extrêmes, et les variations de la température y sont très grandes.

Llano Estacado. — Le district le mieux caractérisé, sous le rapport de l'aridité, est le *Llano Estacado*, immense plaque de 70 000 kilomètres carrés, la plus grande plaine sans rivières de tout le continent, où le grès crétacé est recouvert de 60 mètres environ de sédiments tertiaires meubles, et qui s'incline doucement vers l'est, jusqu'à un escarpement au pied duquel commencent les plaines du Texas proprement dit. Le nom de *Llano Estacado* ou *plaine jalonnée* vient de ce que, en raison de son absolue uniformité, les premiers occupants espagnols avaient dû planter des jalons sur le terrain pour s'y reconnaître.

Une particularité distingue le Llano des Grandes Plaines septentrionales : c'est qu'au lieu de former une pente continue, du pied des Montagnes Rocheuses aux prairies du Texas, il se termine de tous côtés (sauf sur quelques kilomètres au nord-ouest) par un escarpement quelquefois très accusé. La plus grande altitude, réalisée au nord-ouest, est de 1650 mètres, et le plateau descend vers l'est d'environ 3 ou 4 pour 100. Aucune rivière ne le traverse. La rivière Canadienne au nord, le Rio Pecos à l'ouest, se contentent de l'encadrer. Quelques-uns des cours d'eau du Texas ont réussi, par érosion régressive, à entamer son escarpement oriental, où quelques canyons, enfoncés jusqu'aux couches rouges permiennes qui supportent le crétacé, ont près de 300 mètres de profondeur[1].

M. Hill distingue à part, sous le nom d'*Edwards Plateau*, la portion méridionale du Llano, qui a pour limites, au nord le Colorado, à l'ouest le Rio Pecos. Ce qui fait l'individualité de ce district, c'est que la plate-forme y est constituée par le calcaire dur crétacé, sortant de dessous les sédiments tertiaires.

1. Hill, *Geol. Soc. America*, III, p. 88.

Au nord du Llano Estacado, tout contre les Montagnes Rocheuses, se trouve un curieux plateau, celui de Raton-Las Vegas, plate-forme éocène qui, sur 20 kilomètres, s'incline *vers les montagnes*, et se termine au sud par un superbe escarpement, dominant de près de 400 mètres la vallée de la Canadienne[1]. De là, on aperçoit au loin, se dressant comme un mur superbe, l'escarpement septentrional du Llano Estacado. Entre ce dernier et la précédente plate-forme existent plusieurs cônes de cendres, notamment le Mont Capulin, dominant la plaine de plus de 800 mètres, avec un vaste cratère au sommet.

Plaines du Texas. — Les plaines du Texas, au centre desquelles, entre les rivières Colorado et Brasos, on voit apparaître sous la craie un noyau paléozoïque, éperon détaché des Monts Ouachita, ont leur surface constituée par des sédiments tertiaires et crétacés de peu de consistance. Les cours d'eau qui les arrosent se sont progressivement allongés à mesure que se retirait la mer tertiaire; mais la sécheresse de l'air au voisinage de leurs sources ne leur a pas permis d'entamer l'escarpement du Llano Estacado[2].

La topographie du Texas méridional est influencée par une faille, orientée du nord-est au sud-ouest, d'Austin à del Rio, engendrant un escarpement très net, qui fait face au sud-est, côté de la lèvre abaissée de la cassure. C'est la faille dite des *Balcones*, qui a rejeté toute la région des prairies de 150 à 300 mètres en contre-bas du plateau. Au sud-est, cette faille est accompagnée par d'anciennes manifestations volcaniques. Dans l'intérieur du Texas, l'érosion, agissant sur des dépôts horizontaux, a fait naître beaucoup de *mesas* ou formes tabulaires, et le morcellement atteint son maximum sur l'éperon primaire qui occupe le centre de la région. Les affluents du Brasos et du Colorado y sont véritablement enchevêtrés.

L'escarpement d'Austin se prolonge au nord-est et est très facile à suivre jusqu'à la Rivière Rouge. Mais dans cette traversée, il marque le rivage de la mer pliocène, dont la retraite a déterminé la formation d'un certain nombre de rivières, celles de San Gabriel, Lampassas, Léon, Bosques, Paluxy, Trinity. La jeunesse de ces cours d'eau est attestée par le fait que leurs eaux de tête se tiennent à peu près à 150 mètres plus haut que les lits des anciennes rivières, qui les encadrent après avoir recoupé l'escarpement en question, à peine entamé par les autres. Le pays ainsi

1. Hill, *Bull. Geol. Soc. America*, III, p. 85. — 2. Hill, *American Geologist* (1892), p. 105.

arrosé, et où commence à se faire sentir l'humidité du golfe du Mexique, est une région de prairies, faisant suite aux Grandes Prairies du nord[1].

Rivages du Golfe du Mexique. Floride. — Aux prairies dont il vient d'être question succèdent, en se rapprochant du Golfe du Mexique, d'abord les *prairies noires*, dont le fond est de crétacé supérieur; puis une bande forestière, assise sur les affleurements éocènes, et la zone des *prairies de Washington*, dont le sol riche, noir et sableux, provient de la décomposition d'un grès friable appartenant au tertiaire supérieur. C'est une formation aquifère importante, qui va plonger sous les *prairies côtières*, au sol quaternaire, sans consistance.

La bande de terrain qui borde immédiatement le golfe du Mexique, accidentée par de nombreuses lagunes ainsi que par le delta du Mississipi, a cela de particulier qu'elle se prolonge aû loin en mer, jusqu'à une sorte de crête sous-marine, à partir de laquelle les grands fonds se prononcent très brusquement.

Cette plaine côtière a subi de nombreuses vicissitudes[2]. Lors du pliocène inférieur, la mer l'envahissait, remontant presque jusqu'à Saint-Louis, et submergeant le pays à peu près suivant la courbe d'altitude de 120 mètres. Ensuite a eu lieu une érosion antérieure aux temps glaciaires, et qui s'est étendue jusqu'à l'extrémité du socle sous-marin, c'est-à-dire jusque vers la cote — 120. Enfin l'aurore des temps quaternaires a été marquée par une nouvelle submersion, mais seulement jusqu'à l'altitude + 30; après quoi les conditions actuelles se sont établies. Les cours d'eau ont donc eu fréquemment à allonger et à raccourcir leurs lits.

La *Floride* a participé à ces alternatives. Mais cette péninsule, où le calcaire occupe une grande place, doit surtout son état actuel au travail que les coraux y ont accompli et accomplissent encore. Les obstacles ainsi édifiés ont retenu en arrière des étangs, des marais et des lacs, formant au sud le dédale des *Everglades*, où se reconnaissent distinctement les massifs des polypiers qui s'étaient développés à cette place. De plus, c'est seulement à sa jonction avec l'Amérique que la Floride laisse voir des formations analogues à celles de la plaine côtière du golfe mexicain. Le reste est un appendice d'affinités méridionales, qui jusqu'à la fin des temps tertiaires se rattachait à la région des Antilles.

1. Hill, *loc. cit.* — 2. Mac Gee, *The Lafayette formation. U. S. Geol. Survey, 12th annual Report.*

VINGT-SEPTIÈME LEÇON

L'AMÉRIQUE DU NORD. — RÉGION OCCIDENTALE

Aperçu général. — Toute la bande des plateaux, et une partie de celle des Grandes Plaines des États-Unis, correspondaient à un large épanouissement des mers secondaires, et surtout de la mer crétacée. Celle-ci, venant du golfe du Mexique, s'avançait au nord dans la direction de l'Alaska, submergeant la moitié de ce qui forme aujourd'hui le territoire des Montagnes Rocheuses, sans laisser subsister autre chose qu'une chaîne d'îles sur l'emplacement de la haute Cordillère du Colorado. Mais à l'ouest cette mer baignait une longue île, limitée d'un côté par un rivage suivant l'emplacement des monts Wahsatch, de l'autre par un océan dont le bord serait exactement figuré par la chaîne actuelle des Cascades et de la Sierra Nevada.

Dans toutes ces régions, l'archéen et les terrains primaires, ou bien formaient les terres émergées, ou n'étaient pas loin du jour et, dès la fin des temps crétacés, la tendance vers le régime continental se traduisait par la formation de dépôts saumâtres ou lacustres tout autour des îlots du Colorado, restes d'une chaîne ancienne presque totalement aplanie.

Dessin de la région. — Les mouvements orogéniques des temps tertiaires ont eu pour effet de faire émerger tout ce grand territoire occidental, en y dressant une série de rides montagneuses à peu près parallèles aux anciens rivages crétacés. Mais tandis que dans le nord de la Colombie britannique, ce soulèvement demeurait assez simple, l'allure est devenue plus compliquée au voisinage des États-Unis. La rencontre du massif archéen, dont l'extrémité septentrionale ou Gold Range s'avançait au nord-ouest comme un coin, a déterminé une bifurcation des chaînes.

Une série de rides est venue s'appliquer contre le bord occidental du massif, engendrant, aux dépens du secondaire et du tertiaire, les bourrelets de la Chaîne Côtière et de la Sierra Nevada, pendant qu'une autre série, celle-là moins continue, venait ressusciter dans les Monts Wahsatch le relief du bord oriental de la même bande archéenne et paléozoïque. Enfin, de cette dernière s'est détachée, marchant à la rencontre des îles du Colorado, une chaîne qui affecte la forme d'une haute muraille, celle des Monts Uinta. Ainsi tout cet ensemble de montagnes récentes accuse, par son dessin, de très anciens accidents du territoire qui les porte.

Entre les deux premières séries de rides, le massif du Grand Bassin, après s'être plissé, s'est affaissé en bloc, tandis qu'entre la seconde et la troisième, une déformation d'ensemble, agissant en sens contraire, a engendré de hauts plateaux morcelés par des failles, parce que là une série sédimentaire aussi puissante que régulière reposait sur une base archéenne ou précambrienne à surface rabotée.

Enfin l'activité volcanique, favorisée par les cassures qui accompagnaient ces déformations, est venue superposer ses effets, parfois dans une mesure énorme, à ceux des mouvements de l'écorce.

Telle est la raison d'être des divisions naturelles que comporte le territoire occidental de l'Amérique du Nord, si différent par son relief de la partie atlantique du même continent.

Partie septentrionale. Alaska. — On sait très peu de chose sur la partie septentrionale du territoire qui nous occupe, sinon qu'une chaîne paléozoïque et archéenne, déterminant par sa direction le cours inférieur du Mackenzie, auparavant si indécis, court au nord-ouest, dans le prolongement des Montagnes Rocheuses. Mais cette chaîne se laisse briser en deux points par le Dease River et la Rivière de la Paix, affluents du Mackenzie. Le premier de ces deux cours d'eau arrive ainsi, dans un pli longitudinal, jusqu'à quelques pas du point où, dans son prolongement, naît une des principales branches du fleuve Yukon.

Une chaîne importante, parallèle à la précédente, sépare cette branche de la branche maîtresse, qui naît à l'ouest tout près de la côte, contre le fond du Lynn fjord.

D'énormes quantités d'eau s'abattent en pluie et en neige sur cette région, ce qui explique le débit considérable du Yukon et la grandeur du delta que ce fleuve continue à construire. Mais cette abondance d'humidité se révèle surtout sur la haute chaîne qui borde l'Alaska, et sur laquelle se dresse le Mont Saint-Élie, qui

dépasse 5500 mètres[1]. La vue de cette montagne, comme des Monts du Beau Temps, avec les merveilleux glaciers qui descendent du cirque formé par ces hauteurs, et les splendides forêts du voisinage, dépasse les magnificences de la Suisse.

La chaîne de l'Alaska n'est pas volcanique; mais tout près existe un cône de laves, le Mont Edgecombe, dont l'activité n'est endormie que depuis deux siècles.

Colombie anglaise. — La structure de la Colombie anglaise paraît assez simple dans le nord. Tout contre la mer, où elle se montre découpée par des fjords de 150 à 180 mètres de profondeur, s'élève, à une altitude moyenne de 2000 mètres, une *Chaîne côtière* (*Coast range*), formée de roches primaires[2], constituant le prolongement immédiat de la chaîne littorale de l'Alaska. Du côté opposé, suivant une direction à peu près parallèle à la côte et sur une largeur qui croît de 30 à 100 kilomètres, se dressent, de plus en plus nombreux à mesure qu'on s'avance vers le sud, les plis des *Montagnes Rocheuses*. Entre les deux s'étend un haut plateau, accidenté de montagnes, capricieusement découpé par des rivières profondément encaissées, et où se montrent des sédiments crétacés et tertiaires. Les premiers, après s'être déposés, en ce point comme à l'est des Montagnes Rocheuses, sur un fond de terrains primaires, ont pris part au soulèvement de la chaîne orientale, où le crétacé supérieur peut être, non seulement relevé jusqu'à la verticale, mais parfois recouvert par des lambeaux carbonifériens qui ont été poussés sur sa surface jusqu'à d'assez grandes distances[3].

Plus on s'avance vers le sud et mieux se prononcent les caractères du plateau médian, inférieur d'un millier de mètres à la chaîne côtière. Les cours d'eau, notamment la rivière Frazer, y circulent dans des canyons dont deux sections consécutives font parfois entre elles un angle très aigu, et où l'on voit les directions tectoniques imposées par le plissement des Montagnes Rocheuses se combiner avec les cassures de la pénéplaine occidentale. Un grand nombre de lacs étroits et encaissés se succèdent sur le parcours des rivières,

Entre 50° et 51° 30′ de latitude, le plateau, dit de Kamloops [4],

1. M. Coleman cite même, dans ces parages, le mont Logan qui s'élèverait à 6402m (*Geogr. Journal*, V, et *Americ. Geologist*, janvier-avril 1894). — 2. Quelques atlas la confondent à tort avec la chaîne plus méridionale des Cascades. — 3. Dawson, *Americ. Journal* [3], XLIX, p. 463; Mac Connell, *Ann. Report Geol. Survey of Canada*, II, 1886. — 4. Dawson, *Geol. Surv. of Canada, Annual Report*, 1894.

d'une altitude moyenne de 1100 mètres, laisse voir sa structure, où dominent les terrains secondaires, plissés, puis ramenés à la condition de pénéplaine au commencement des temps tertiaires. Des sédiments lacustres ont ensuite recouvert la contrée, après quoi des dislocations sont venues, qui ont fait basculer le plateau, ouvrant la voie à deux séries d'éruptions volcaniques antérieures au pliocène. Plus tard seulement les vallées se sont creusées, pendant que les glaciers se développaient. C'est à ce mouvement de bascule que la chaîne côtière doit d'atteindre, par quelques-uns de ses sommets, des altitudes de 2400 à 2700 mètres. Mais ultérieurement elle a subi un mouvement d'affaissement partiel, qui explique les nombreux fjords et les profondes découpures de la côte.

Massif du Gold Range. Rivière Columbia. — A côté du plateau, et s'introduisant comme un coin entre lui et les Montagnes Rocheuses, apparaît, dès le 52e parallèle, un massif archéen et paléozoïque, qui prend de plus en plus d'importance vers le sud. Ce massif est assez irrégulier et son orographie manque de continuité. Néanmoins quelques accidents de la surface, d'accord avec la direction des affleurements primaires, trahissent un alignement nord-sud bien marqué. Ainsi s'explique le brusque changement de direction de la côte à partir de Vancouver. A l'est, la chaîne des Montagnes Rocheuses, toujours alignée au sud-est, continue à dresser ses rides aux paysages essentiellement alpestres, commandant d'une façon absolue le cours supérieur de la rivière Columbia et, juste en sens inverse, avec un seuil de partage insignifiant, l'origine de son affluent, la rivière de Kootanie (fig. 156). Mais la première contourne le coin archéen du Gold Range et revient brusquement au sud, à travers le plateau primaire, comme avait fait le Frazer; tandis que la seconde, après avoir fait le tour du Purcell Range et du Selkirk Range, se coude au nord pour se déverser, par une cluse transversale, dans la Columbia. Encore, après cette cluse, sa direction se prolonge-t-elle parallèlement à la Columbia par le lac de Kootanie et le cours d'eau qui s'y déverse au nord. Là aussi, de longues cavités lacustres occupent par endroits le fond des canyons, coïncidant avec des fractures de la pénéplaine, et tout près commencent à s'étaler les nappes de lave qui vont prendre tant d'importance au sud.

Nulle part au monde on ne peut voir, pour des cours d'eau encaissés, une interférence mieux caractérisée entre deux directions discordantes, celle des Montagnes Rocheuses d'une part, et de l'autre les alignements nord-sud des fractures du plateau. La pre-

mière se traduit avec une rare évidence par le sillon rectiligne, de plus de 1200 kilomètres de longueur, où se succèdent à la file les cours supérieurs des rivières Kootanie, Columbia, Frazer, Parsnip et Findlay.

Plateaux basaltiques. — Les plateaux de la Colombie se poursuivent, en s'élargissant notablement, sur les États de Washington, de l'Orégon, et d'Idaho. D'énormes nappes de laves, épanchées

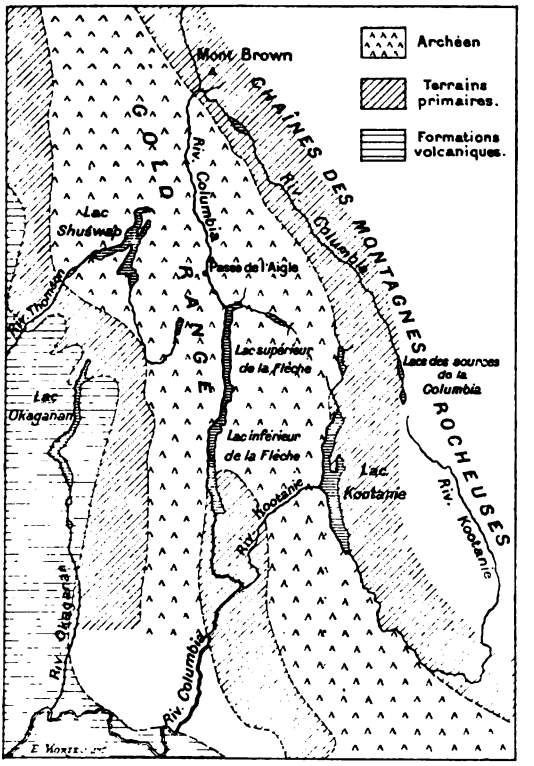

Fig. 156. — L'hydrographie du cours supérieur de la Rivière Columbia (Échelle, 1 : 5 000 000).

aux temps tertiaires, ont fait disparaître l'ancienne topographie de la contrée, qui, à l'époque crétacée, formait une pénéplaine partiellement submergée, mais dominée par des montagnes. C'est aux temps néogènes que s'est produit le déluge de laves basaltiques qui a noyé les accidents orographiques antérieurs, demeurés visibles seulement en quelques points. Ces épanchements ont obstrué les cours d'eau, formant des lacs qui, pour la plupart, sont aujourd'hui asséchés et conquis à l'agriculture.

Dans ce pays, des hauteurs boisées dominent de grands plateaux

dénudés, où les cours d'eau ont entaillé des gorges généralement étroites, aux parois de laves, quelquefois associées à des dépôts lacustres. Tout le réseau hydrographique est encore dans l'enfance, la perméabilité des nappes volcaniques et le peu de relief du sol s'opposant à l'accomplissement régulier du modelé.

Le plateau basaltique de l'Idaho, avec la grande coulée que traverse, pendant des centaines de kilomètres, le canyon du Snake River, est une dépendance de la plate-forme de l'Orégon. Le nom de *désert rocheux* (*rocky désert*) en exprime bien le caractère.

Chaîne des Cascades. Monts Klamath. — A l'ouest, le long du 122e méridien (ouest de Greenwich), les plateaux de l'Orégon sont bornés par la *Chaîne des Cascades*. Cette chaîne est, en réalité, le bord disloqué et relevé du plateau volcanique. Les laves dominent dans sa composition et, sur la cassure que cet occident orographique révèle, se sont implantés de grands volcans, comme les Monts Baker (3289 m.), et Rainier ou Tacoma (4359 m.). Bien que les laves de plusieurs de ces cônes aient à peine subi un commencement d'altération, leurs flancs sont profondément érodés; quelques-uns portent des glaciers et, si deux cratères ont donné dans ces dernières années des pluies de cendres, les laves sont antérieures à l'arrivée dans le pays des premiers hommes blancs. Les cimes neigeuses, avec les forêts qui garnissent leurs premières pentes, et les prairies dont leur pied est accompagné, font de loin un grand effet.

Le relèvement qui a produit la chaîne, joint aux accumulations volcaniques, a obligé la rivière Columbia à franchir par des cascades l'obstacle qui se dressait entre elle et le littoral; de là dérive le nom qu'on a donné à cette ligne de hauteurs.

Mais celle-ci est encore à plus de cent kilomètres de la côte, et entre les deux s'étend le massif compliqué des monts Klamath[1], où la fin des temps jurassiques a vu s'accomplir de grandes dislocations ainsi qu'un métamorphisme intense, en attendant les mouvements tertiaires. Aujourd'hui le district est une pénéplaine dominée par des protubérances de plus grande résistance.

C'est à l'angle nord-ouest de la chaîne des Cascades que se trouve le *Crater-Lake* de l'Orégon. Ce lac, dont les bords sont entièrement de laves et de tufs, forme une cavité d'environ 10 kilomètres de diamètre, profonde de 1200 mètres, dont plus de la moitié pour la masse d'eau qui l'occupe. M. Diller[2] le considère comme le résultat de l'écroulement d'un ancien cône volcanique, qu'on a

1. Powell, *in* Diller, *14th Annual Report U. S. Geol. Survey*, p. 404. — 2. *American Journal* [3], 1897, p. 165.

nommé mont Mazama, et qui devait être le rival du Shasta. Le volume de la cavité est estimé à près de 50 kilomètres cubes.

Sierra Nevada. — Vers le 42e parallèle, la chaîne des Cascades cesse après s'être laissé rompre un moment par le canyon de la rivière Klamath, et au delà se dessine, sur plus de six degrés de latitude, avec une direction constante vers le sud-sud-est, la *Sierra Nevada* [1]. Juste au point où a lieu le changement de direction se dresse, à 4373 mètres d'altitude, le superbe cône volcanique éteint

Fig. 157. — Le Mont Shasta, en Californie. (Photographie communiquée par M. Boule.)

du Mont Shasta (fig. 157), dont la cime neigeuse domine à l'est des champs de lave qui vont rejoindre ceux de l'Orégon.

La Sierra Nevada, ou chaîne des Alpes californiennes, sur laquelle on compte plus de 20 sommets dépassant 4270 mètres, se termine au sud par le Mont Whitney (4528 m.), supérieur à toutes les cimes des Montagnes Rocheuses proprement dites.

A l'est, la chaîne s'abaisse d'un seul jet de 1800 mètres, vers la région sans écoulement qui jalonne la limite du Grand Bassin. C'est le long de cet escarpement oriental, correspondant à une immense faille, que la secousse séismique du 28 mars 1873 s'est

1. Certains auteurs ne font commencer la Sierra Nevada qu'après le Lassen Peak.

fait sentir simultanément sur toute la distance comprise entre le 34° et le 38° parallèle. Cela prouve que les déformations n'ont pas dit leur dernier mot dans cette contrée, dont la dislocation avait commencé après l'époque jurassique, pour s'accentuer de nouveau lors du dépôt des graviers aurifères de la fin des temps miocènes. M. Diller n'estime pas à moins de 1200, peut-être même de 2000 mètres, le soulèvement éprouvé à cette époque par la Sierra. Les fractures concomitantes de cette dislocation ont livré passage à des laves, qui ont recouvert les graviers aurifères. Une des coulées, sur le flanc oriental de la chaîne, a barré une vallée et donné naissance au lac Tahoe, qui se déverse aujourd'hui par-dessus l'obstacle, pour retrouver dans la rivière Truckee le cours que suivaient autrefois les eaux d'amont.

Érosions de la Sierra. — Si brusque que soit la chute orientale de la Sierra, elle est loin d'avoir l'importance du versant occidental, beaucoup moins raide il est vrai, mais descendant, vers la dépression californienne, jusqu'à une altitude très voisine du niveau de la mer.

Sur ce dernier versant, remarquablement boisé, où quelques arbres (les *big trees*), qu'on croit âgés de dix siècles, atteignent 100 mètres de hauteur, l'érosion a découpé des gorges extrêmement profondes, surtout dans les granites fissurés, à travers lesquels l'eau courante trouve un chemin facile. De ce genre est la célèbre gorge du Yosémite, où la rivière coule au pied de parois de granite, à peu près verticales sur 1200 ou 1500 mètres, et découpées en merveilleux promontoires, du haut desquels se précipitent plusieurs cascades, avec des hauteurs de chute comprises entre 200 et 800 mètres. Par l'effet de ces érosions, la chaîne est découpée en nombreux pics, dont le plus haut et en même temps le plus méridional, le mont Whitney, marque le dernier effort du massif granitique.

De nombreux cônes de cendres sont échelonnés sur la descente du Mont Shasta au Sacramento ; souvent ils absorbent les eaux de la montagne, qui s'y perdent pour reparaître plus bas en sources puissantes.

Une des particularités de la Sierra Nevada est la tendance de son granite à s'altérer par écailles concentriques, faisant naître, sur les crêtes, des protubérances mamelonnées d'une forme extraordinaire[1]. Parfois cette structure se développe en grand, au point

1. Turner, *14th Annual Report U. S. Geol. Survey*; Becker, *10th Annual*, etc.

d'engendrer des dômes isolés, comme celui qui surgit dans la vallée de Tuolumne (fig. 158).

Chaîne côtière. — Le Mont Shasta, qui se dresse comme un promontoire au sud de la chaîne des Cascades, a une assez grande importance au point de vue hydrographique. Il est séparé, au sud-

Fig. 158. — Dôme granitique dans la vallée de Tuolumne (Sierra Nevada). (Photographie communiquée par M. Boule.)

est, de la Sierra Nevada, par une brèche où le Pit River, venant des plateaux basaltiques de l'Orégon, s'est ouvert un chemin vers la dépression californienne. Son flanc occidental est longé par la haute vallée du Sacramento, origine de cette même dépression, et l'autre versant de la vallée est formé par une ligne de hauteurs qui, partant comme le Shasta du massif des Monts Klamath, va se

poursuivre, tout le long de la côte de Californie, sous le nom de *Chaîne côtière* (*Coast-Range*).

Du reste, cette chaîne est déjà individualisée, à l'ouest de celle des Cascades, dès l'embouchure de la rivière Columbia. Dans l'Orégon, c'est une série irrégulière de rides, avec éperons latéraux dont les plus hautes cimes ne dépassent pas 1200 mètres, et qui porte d'anciens volcans. Le tertiaire y est bien développé, notamment l'éocène, parfois affecté d'un plongement de 60 à 70 degrés, et l'oligocène, incliné à 34 et même 41 degrés. Deux rivières, le Nehalem au nord, l'Umpqua au sud, traversent la chaîne dans des cluses, attestant un soulèvement d'environ 500 mètres, mais qui a été suivi d'un affaissement[1].

Dans la partie californienne de la chaîne côtière, toujours très morcelée, on remarque surtout des plis anticlinaux, affectant des assises métamorphiques, qui paraissent avoir été disloquées à la fin de l'époque jurassique, en même temps que la Sierra Nevada, mais qui ont également subi des mouvements beaucoup plus récents ; car le tertiaire s'y montre plissé. Interrompue un moment par la grande baie de San Francisco, la chaîne côtière reprend au sud et se poursuit sur une grande distance.

Littoral. Dépression californienne. — Tout le littoral, en avant de San Francisco, porte la trace de dislocations récentes. Un delta de l'époque pliocène y a été relevé de 240 mètres, par un mouvement qui a affecté toute la côte jusqu'à San Diego, et l'île de San Clemente, par l'état rudimentaire de sa topographie comme par les nombreuses terrasses qui la bordent, accuse un soulèvement postérieur aux temps pliocènes. Cependant, tout à côté, l'île de Santa Catalina laisse voir, au contraire, des traces de submersion, et sa topographie (fig. 159) révèle, selon M. Lawson[2], une dissection plus avancée. Il y aurait donc eu des mouvements différentiels, agissant de façon très inégale sur des points très voisins.

La péninsule de San Francisco est découpée par des failles rectilignes qui l'ont divisée en blocs. On y voit aussi des terrasses très nettes, attestant deux pauses principales dans le soulèvement postpliocène, l'une alors que la presqu'île était plus bas qu'aujourd'hui de 360 mètres ; l'autre quand elle avait déjà remonté de 150 mètres[3].

1. Diller, *U. S. Geol. Survey*, *17th Annual Report*. — 2. *Bull. University of California*, I, n° 4 (1893). — 3. Lawson, *U. S. Geol. Survey*, *15th Annual Report*.

Entre la Sierra Nevada et la chaîne côtière s'étend la dépression californienne, parcourue au nord par le Sacramento, au sud par le San Joaquin. Ces deux rivières se réunissent devant San Francisco, pour s'échapper à travers une grande brèche des *Coast Ranges*. Mais elles ne drainent pas tout le territoire, et en amont du San Joaquin persiste le bassin sans écoulement du lac Tulare. Le

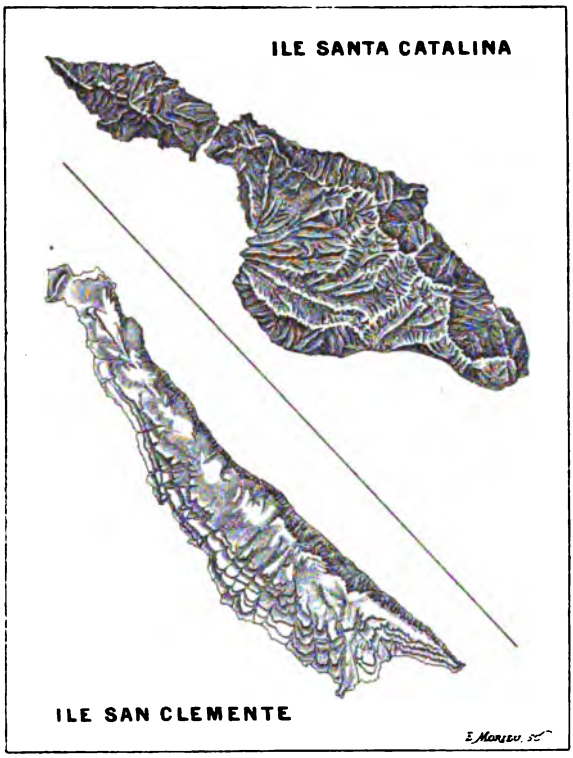

Fig. 159. — Différence de facies topographique des îles de la côte californienne (d'après M. Lawson).

prolongement de cette dépression se trouverait sous la mer à l'ouest de la presqu'île de la Vieille-Californie, qui ne serait elle-même que la suite atténuée de la Sierra Nevada, plongeant peu à peu sous l'Océan.

Massif du Yellowstone. Monts Wahsatch. — Au sud de la Colombie britannique, les Montagnes Rocheuses perdent assez rapidement la régularité qui jusqu'alors les avait caractérisées, et bientôt on voit apparaître, sur le parcours de la chaîne, le grand massif volcanique du *Yellowstone*. Là s'étendent, au pied du

Mont Washburn (3047 m.), accumulation de brèches volcaniques, les lacs et les geysers célèbres, entourés de prairies et de forêts, qui constituent le *Parc National* des États-Unis. De puissantes coulées, quelques-unes de verre naturel ou obsidienne, et de grands épanchements trachytiques, ont puissamment modifié la topographie et l'hydrographie originelle de ce territoire, au fond archéen et primaire dans le nord-est, mais de formation plus récente dans le nord-ouest comme dans le sud.

Le massif du Yellowstone est un nœud hydrographique d'où partent à la fois la rivière Yellowstone, affluent du Missouri, le Snake river, tributaire de la Colombie, et le Green River, tête du Colorado. Au point de départ commun de ces cours d'eau se trouve un petit lac, dit *Lac des deux océans*, qui en temps ordinaire se vide dans le bassin du Missouri, tandis que, par les fortes pluies, une portion de son excédent se verse dans le Snake river et par là dans le Pacifique.

Du Yellowstone se détache une chaîne, dirigée du nord au sud, qui au delà du 42e degré devient un accident orographique considérable sous le nom de *Monts Wahsatch*. Notablement plissée sur son flanc oriental, du côté des Uinta, elle dessine à l'ouest une muraille abrupte, dominant sur 1500 à 1800 mètres de hauteur les plaines du Grand Bassin. Il y a là une faille évidente, dirigée suivant le méridien, et qui, au sud de l'Utah, se divise en plusieurs branches divergentes, allant découper en bandes le plateau du Colorado. Cette ligne de fractures offre un intérêt spécial, en ce qu'elle sépare deux territoires absolument différents : à savoir, à l'ouest le district plissé et effondré du Grand Bassin, à l'est la région soulevée et disloquée des hauts plateaux.

Grand Bassin. — Ce qui caractérise le Grand Bassin, c'est que l'affaissement relatif survenu entre le Wahsatch d'un côté, la Sierra Nevada de l'autre, a affecté une région essentiellement plissée, de 600 à 700 kilomètres de large, où subsistent un grand nombre de chaînons dirigés du nord au sud. Mais, d'une part, après le phénomène du plissement, d'âge postérieur au jurassique, est survenue, à l'époque tertiaire, la dislocation du territoire, qui s'est faite suivant un système de cassures également nord-sud, par où le volcanisme a trouvé une issue; et d'autre part les produits de l'érosion, demeurés pour la plupart sur la région, en ont rempli les creux sur de grandes épaisseurs, atténuant beaucoup les inégalités primitives du terrain. Du haut de l'une des cimes du Nevada, on voit se dessiner très nettement, dans toutes les dépressions, un

fond horizontal, duquel les hauteurs alignées (*Basin Ranges*) émergent brusquement comme du sein d'une mer[1] (fig. 160).

De là dérive le nom de *montagnes perdues* (*lost mountains*), que leur ont donné les premiers explorateurs.

Les cavités lacustres, fréquemment à sec, s'échelonnent sur les points les plus affaissés des lignes qui limitent les bandes disloquées.

Fig. 160. — La topographie du Grand Bassin.

Le plus instable de ces lacs est celui du désert de la Roche Noire (*Black Rock*), qui couvre parfois bien des centaines de kilomètres carrés, sans que la profondeur d'eau dépasse beaucoup un décimètre. Presque tous les grands lacs du Nevada sont à l'ouest, près du pied de la Sierra, qui les alimente par la pluie qu'elle reçoit.

Anciens lacs. Régime désertique. — Au début des temps quaternaires, le climat du pays était beaucoup plus humide. De très grands lacs, dont les niveaux sont marqués par des terrasses de graviers et de tufs, occupaient les principales dépressions[2], et

1. I. Russell, *National geogr. Monographs*, 1895. — 2. Voir plus haut, p. 146.

l'un d'eux même avait réussi, en élevant son niveau, à trouver un déversement au nord, vers la rivière Columbia. Si cet état de choses avait persisté, la régularisation du modelé aurait pu se poursuivre. Mais le climat étant devenu beaucoup plus sec, les nappes d'eau ont baissé, se réduisant aujourd'hui à quelques lacs sans profondeur et fortement chargés de matières salines, comme le Grand Lac Salé de l'Utah. Les sables et graviers antérieurement étalés entre les chaînes, ainsi que les champs de laves, étaient prédisposés à accentuer le régime désertique. Ainsi le pays abonde en solitudes inhospitalières, avec flaques d'eau variables, et c'est dans les sables que viennent se perdre les quelques cours d'eau descendant des montagnes, toujours peu élevées, qui accidentent le Grand Bassin.

Le caractère désertique est surtout marqué dans la partie méridionale, celle qui comprend le désert Mohave, où il est d'autant plus frappant que la région est traversée par le cours inférieur du Colorado. Malgré cela, ce grand fleuve n'y reçoit aucun affluent venant de droite, et certaines parties, comme le *désert du Colorado*, ont leur fond sensiblement au-dessous de la mer. La suite de ces dépressions se trouve d'ailleurs dans le grand golfe de Californie. Seule, la partie sud-est, le désert du Gila, laisse passer un tributaire du Colorado, venant des montagnes de l'Est.

Hauts plateaux. — A l'est des Monts Wahsatch se poursuit, limitée de l'autre côté par le prolongement des Montagnes Rocheuses proprement dites, la bande des *hauts plateaux* de l'Utah et du Colorado. Cette région correspond à une plate-forme archéenne exempte de grands accidents, qui apparaît nettement au jour sur les deux bords relevés de la bande, et sur laquelle repose une série de sédiments primaires, remarquable par son épaisseur et sa régularité. Vers la fin de l'époque carboniférienne, la contrée devait former une terre basse, sur laquelle s'accumulaient des dépôts continentaux, sables, grès et argiles. La mer y est revenue à l'époque crétacée, mais pour l'abandonner bientôt et laisser des lacs d'eau douce s'établir à sa place.

Les déformations de l'ère tertiaire ont donc trouvé là un territoire rigide, qui ne s'est pas prêté au plissement, et qui, se relevant en masse de plusieurs milliers de mètres, s'est seulement morcelé en compartiments, séparés les uns des autres par des failles ou des plis brusques, véritables marches d'escalier. Il est probable d'ailleurs que la position de chacun de ces accidents devait être déterminée par quelque circonstance propre au substratum primaire.

Les paquets ont basculé, se relevant les uns au nord, les autres à l'est, pendant que les cassures livraient passage aux produits volcaniques. Ainsi se sont formés peu à peu de grands plateaux où les rivières ont dû creuser de profonds canyons. A la surface, l'apparition au jour, sur les bords des paquets, des couches successives légèrement inclinées, se traduisait à la longue par une structure en gradins, dont nous avons antérieurement indiqué les traits dominants[1]. Aux escarpements engendrés par cette structure s'ajoutent ceux qui résultent des failles, ou de l'érosion agissant sur le revers de plis brusques monoclinaux entre deux paquets voisins. Le Colorado d'un côté, le Rio Grande de l'autre, drainent ce vaste territoire, dont la surface est caractérisée par une extrême sécheresse.

Phénomènes d'érosion. Canyons. — Les érosions quaternaires ont découpé les falaises en accidents de tout genre, terrasses, tours, aiguilles, d'autant plus remarquables que sous le climat aujourd'hui si sec de la contrée, aucune végétation ne masque les couleurs vives et contrastantes des assises superposées. C'est une architecture à la fois titanesque et polychrome[2], sillonnée de gorges étroites et sinueuses, par où le produit des averses se rend dans des canyons de plus de 1000 mètres de profondeur, dont les abords forment ainsi un véritable labyrinthe de ravins, plus incommode au voyageur que de vraies montagnes. D'anciens cônes volcaniques subsistent par places sur les plateaux, auprès de grandes coulées qui, par leur résistance, ont provoqué la formation d'éminences tabulaires.

La magnificence des *canyons* est surtout remarquable dans la partie méridionale, là où les sédiments primaires, finissant par apparaître sous les autres, amènent le Colorado à couler entre les murailles du calcaire compact carboniférien et du granite sous-jacent. C'est là que sont les célèbres gorges dites *Canyon de marbre*, *Grand Canyon*, etc.[3]. Ces gorges entaillent le plateau qui porte plus spécialement le nom de plateau du Colorado, et qui, couronné de quelques cimes volcaniques, comme le San Francisco, lequel s'élève à 3898 mètres, descend aux plaines de l'Arizona par le grand escarpement de la *Mesa negra* ou Table noire.

Mesa negra. Coon Butte. — Cet escarpement est le bord d'une plate-forme boisée, où le volcanisme de date récente a laissé des traces nombreuses. La chute de pluie y est de plus de 50 centi-

1. Voir plus haut, p. 115. — 2. Powell, *op. cit.*, p. 92. — 3. Voir plus haut, p. 166.

mètres par an; mais l'eau, tombant sur les cendres et les tufs, ou dans les fissures des laves, file de suite à un niveau très inférieur, où elle retrouve parfois les chenaux des rivières qui coulaient avant l'apparition des volcans. Dans ce parcours souterrain, les eaux font effondrer des grottes, et des dépressions se produisent à la surface[1]. Néanmoins la contrée est beaucoup plus hospitalière; des prairies et des jardins de fleurs y apparaissent au milieu des forêts.

Le cours inférieur du Colorado, qui longe ce pays, est remarquable par sa direction nord-sud, et recoupe obliquement les divers chaînons alignés au sud-est qui se présentent sur son passage. A angle droit sur le cours moyen, et parallèle à la grande faille du Wahsatch, ce tronçon inférieur du fleuve ne semble pouvoir s'expliquer que par une dislocation, en rapport avec celle qui a créé plusieurs cavités lacustres allongées entre le Nevada et l'Utah.

Dans la partie septentrionale du plateau, tout près du Mont San Francisco, au lieu dit *Coon Butte*, se trouve une structure cratériforme jusqu'à présent unique dans son genre. Sur une plaine aride, faite de calcaire et de grès en couches horizontales, apparaît un cratère d'une étonnante régularité, de 1200 mètres de diamètre. Le rebord de la cavité domine de 30 à 60 mètres la plaine environnante, tandis que le fond descend à 120 mètres plus bas, soit 150 à 180 mètres de profondeur. Sur tout le rebord, le calcaire et le grès ont été relevés en dôme, et à l'entour, des blocs des deux roches jonchent les pentes, sans qu'on aperçoive aucun fragment de roche éruptive. C'est sur les mêmes pentes qu'ont été trouvés les morceaux de fer natif diamantifère dits de Canyon Diablo, et il n'y a guère de doute qu'ils n'aient été rejetés par l'explosion qui a créé la cavité cratériforme[2].

Monts Uinta. — Un trait remarquable de la région des plateaux est l'apparition, en travers du bassin de la Rivière Verte, de la chaîne de hauteurs connue sous le nom de Monts Uinta, et dont plusieurs sommets dépassent 4000 mètres. C'est moins une chaîne qu'un plateau étroit, aligné de l'est à l'ouest, et qui correspond à un pli anticlinal aplati au sommet; de sorte que sa section transversale est celle d'une auge renversée, avec faille ou flexure brusque au nord. C'est du reste un mode de dislocation très habituel dans la région orientale des Montagnes Rocheuses. Il semble que ce doive être la répercussion à la surface de quelque saillie profonde et étroite, dont la surrection, grâce à la plasticité des couches

1. Powell, *op. cit.*, p. 94. — 2. Voir le discours de G.-K. Gilbert à la Soc. géol. de Washington, 11 déc. 1895.

superposées, n'aurait infligé à ces dernières qu'une déformation continue, limitée par deux plis monoclinaux. En découpant, sur le bord de ce bourrelet, des sillons peu à peu approfondis et ramifiés, l'érosion a isolé de vraies cimes, justifiant le nom de Monts Uinta. Ce curieux seuil bute à angle droit contre l'accident nord-sud des Wahsatch, et une masse de trachyte apparaît à leur jonction, comme un témoignage du désordre occasionné par cette rencontre.

Montagnes laccolithiques. — Il faut encore mentionner, parmi les accidents propres à la région, l'intéressante structure d'éruption si bien mise en évidence par les *Monts Henry*, situés dans le sud de l'Utah sur la rive droite du Colorado. Une série d'injections de laves pâteuses, dans les profondeurs d'un grand massif sédimentaire, a forcé les assises supérieures de ce dernier à se courber en dômes réguliers, dont le sommet, tantôt est demeuré continu, tantôt s'est ouvert en boutonnière, laissant voir le *laccolithe*, c'est-à-dire le noyau éruptif dont l'intumescence avait produit la boursouflure observée.

Les Monts Henry ne sont pas une chaîne, mais un groupement de cinq montagnes sans aucune ordonnance discernable[1]. La plus haute, le Mont Ellen, atteint 3400 mètres d'altitude, dominant de 1500 mètres le plateau environnant. Tout le massif est renfermé dans un cercle de 29 kilomètres de rayon. Dans les monts Ellsworth et Holmes, le dôme formé par les couches sédimentaires est complet. Au mont Hillers, une partie de la couverture stratifiée a disparu et, sur le flanc sud, le prolongement des couches atteint 80 degrés.

Cette structure des laccolithes se répète dans un certain nombre d'autres massifs, éparpillés sur l'Utah, le Colorado, le Nouveau Mexique et l'Arizona. On peut citer à ce point de vue les Elk mountains de l'ouest, les monts San Miguel, La Plata, Carriso, El Late, Abajo, la Sal[2].

Partie centrale des Montagnes Rocheuses. — Revenons maintenant à la chaîne orientale des *Montagnes Rocheuses*, ainsi nommées parce qu'en général, en vertu de la sécheresse du climat, des rochers nus apparaissent sur les sommets, tandis que des éboulis de grosses pierres garnissent les pentes.

Au delà du Yellowstone, la chaîne se trouble visiblement. Elle se complique et dessine une série d'arcs convexes vers l'orient, comme les Monts Big Horn et ceux de Laramie, qui enferment,

1. Gilbert, *Geology of the Henry mountains*, Washington, 1877; voir aussi *Whitman Cross, U. S. Geol. Survey, 14th Annual Report.* — 2. Whitman Cross, *loc. cit.*

entre eux et la chaîne d'arrière, des dépressions en amphithéâtre, telles que le bassin du Green River et les plaines de Laramie. D'ailleurs là où convergent les pointes de ces deux croissants, l'un et l'autre pourvus d'un noyau archéen, apparaît une dépression où s'avancent les terrains secondaires.

Cette allure résulte, selon toute vraisemblance, de ce que les derniers soulèvements de la contrée ont dû se modeler autour d'un relief préexistant, imposé par l'archipel qui subsistait à cette place au milieu des mers du crétacé supérieur; de sorte qu'il s'est trouvé des points faibles, où le bourrelet de plissement a sombré, et d'autres beaucoup plus résistants, autour desquels il s'est dressé. D'ailleurs les plis des terrains dans les croissants ne sont pas aigus, et rentrent plutôt dans le type des Monts Uinta, celui de dômes au sommet horizontal.

Black Hills. — La même structure se retrouve, bien en avant de la chaîne, dans le curieux dôme elliptique des *Black Hills*, qui surgit d'une façon si inopinée au-dessus des Mauvaises Terres du Dakota. Un noyau archéen y apparaît au centre d'une boutonnière où l'on voit le carboniférien, d'abord horizontal, plonger de tous les côtés, avec une pente très progressivement croissante, sous les sédiments plus récents, jurassiques et crétacés. Ceux-ci forment autour de lui comme autant d'auréoles s'enfonçant en concordance sous les dépôts horizontaux du groupe lacustre de Laramie, d'âge intermédiaire entre le crétacé et le tertiaire. Comme ce groupe se montre fortement disloqué au pied des Montagnes Rocheuses proprement dites, on peut penser que les Black Hills appartiennent à une dislocation plus ancienne, masquée partout ailleurs par les dépôts récents du pied de la chaîne.

Front Range. — A partir des plaines de Laramie, le bourrelet extérieur des Montagnes Rocheuses, retrouvant le bord d'une ancienne chaîne d'îles nord-sud, redevient très régulier, et fait face aux plaines orientales par une véritable muraille d'archéen et de granite, qui a mérité le nom de *Monts de la façade* (*Front Range*), avec ses cimes dont plusieurs dépassent 4300 mètres. Tandis qu'à son pied, du côté de l'est, le crétacé supérieur est relevé, parfois jusqu'à la verticale, les tranches des couches apparaissant sous la forme de longues arêtes escarpées ou *hogbacks*, du côté opposé la série sédimentaire, compliquée de nombreux noyaux archéens, est affectée de grandes dislocations. Leur principal résultat est de faire naître, en arrière du bourrelet extérieur, une autre ligne plus ou moins ramifiée de hauteurs archéennes, celle de la *Chaîne des Parcs*

et des *Monts Sawatch*, qui tantôt se rapproche, tantôt s'écarte de la première.

Sur l'un des versants qui se font ainsi face, les assises se montrent toujours ployées suivant une sorte d'S, dont la branche inférieure, sensiblement horizontale, sert de lit à la dépression intermédiaire.

Parcs. — Ainsi se forment en chapelet des espèces d'amphithéâtres, ou de vallées épanouies, arrosées par de hautes branches des rivières voisines de la chaîne et sur les bords desquelles se

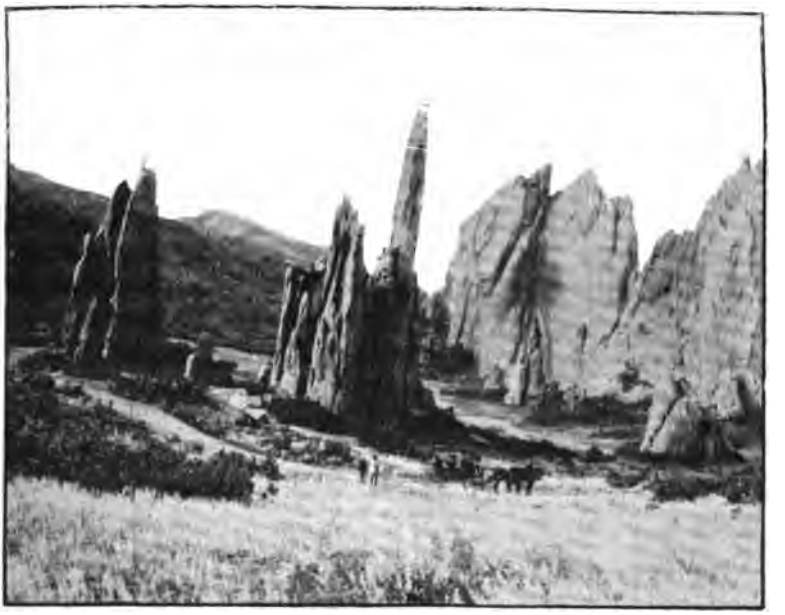

Fig. 161. — Le Jardin des Dieux. (Photographie de M. Boule.)

développent de belles prairies et des bois. Un ruban de sombres forêts les entoure, garnissant le pied des montagnes, dont la cime, en raison de la sécheresse de l'air et de l'altitude, est absolument dénudée. Les Américains ont donné à ces dépressions verdoyantes le nom de *Parcs*. On distingue successivement le *Parc du Nord*, le *Parc du Milieu*, le *Parc du Sud*. Sauf le second, qui trouve à s'écouler dans le Colorado, les autres ont leur drainage dirigé à l'est, vers les rivières Platte et Arkansas, ce qui donne à penser que cette direction d'écoulement devait être acquise avant la surrection du Front Range, quand, à l'époque éocène, l'emplacement de cette chaîne était encore une terre basse[1].

1. R. C. Hills, *Orographic structural features of Rocky Mountain Geology*, 1890.

La chaîne des Parcs est accompagnée, surtout du côté oriental, par une série d'accidents qui donnent naissance à des formes topographiques spéciales. Les assises sédimentaires, grès, schistes, calcaires, aux couleurs bariolées, souvent d'un rouge vif, brusquement relevées vers la grande chaîne, ont inégalement résisté aux efforts de l'érosion. Tandis que les plus dures demeuraient en saillie, formant de hautes murailles, les plus tendres ont été affouillées, et à leur place se sont dessinées de belles vallées ou jardins. Le *Jardin des Dieux* (fig. 161), près du Pike's Peak, avec ses obélisques de grès se dressant au milieu des forêts, en est le plus célèbre.

Au sud du Parc méridional, entre l'énorme massif volcanique de San Juan, prolongement des Sawatch, et le chaînon dit Sangre de Cristo, plissé en forme d'S, se développe, dans les mêmes conditions que les parcs, mais avec absence de terrains sédimentaires, la dépression de San Luis, où coule le Rio Grande del Norte. Le Sangre, que sa tectonique relie aux monts Sawatch, dont une apophyse occidentale porte le Blanca Peak (4409 m.), point culminant des Montagnes Rocheuses du Sud, prolonge orographiquement la muraille du Front Range jusque dans le Nouveau Mexique. Il porte des cimes de 3600 à 4400 mètres, et l'action volcanique y est très marquée sur le flanc est, notamment dans le cratère d'Ocaté. Ainsi se préparent les circonstances propres à la région mexicaine.

Plateaux et dépressions du Nouveau Mexique. — Au sud-est de la région des plateaux du Colorado se trouve une plate-forme drainée par le Rio Grande del Norte, et qui a été relevée à l'ouest suivant une série de plis brusques alignés du nord au sud. Ces plis affectent toute la série sédimentaire jusqu'à sa base de granite. Celle-ci a été amenée en certains points à plus de 1000 mètres au-dessus des vallées. Plus encore que les compartiments voisins, celui du Rio Grande a vu s'épancher à sa surface de grandes épaisseurs de laves, et s'édifier des cônes volcaniques, qui n'ont pas peu contribué à détourner le drainage vers le sud, par de belles vallées où des sources chaudes se font jour au milieu des forêts.

Sur le cours du Rio Grande, comme entre ce fleuve et la chaîne orientale des Montagnes Rocheuses, existent plusieurs dépressions au fond très plat, remplies par d'anciens sédiments lacustres ou par des alluvions, dont l'épaisseur atteint jusqu'à 400 mètres.

De ce nombre est la vallée du Grand Quivera, longue de 240 kilomètres sur une largeur moyenne de 90, constamment encadrée par des montagnes, avec une ligne de coulées de lave ou *malpaïs* dans

son axe au nord. Là, le fond de la dépression est garni d'un sable blanc, formé de grains de gypse, sous lequel existe une nappe d'eau continue, alimentée par les montagnes voisines, dont les cours d'eau disparaissent dans la profondeur aussitôt qu'ils atteignent la plaine. Ainsi cette grande surface, sur laquelle il n'existe pas un seul ruisseau, n'en est pas moins l'un des plus importants bassins artésiens de l'ouest[1].

A côté de ce bassin, il convient de mentionner ceux de Mesilla et du Jornado del Muerto. Ces diverses dépressions sont à peu près les seules parties plates et susceptibles d'irrigation à l'ouest du Rio Pecos.

Sierras mexicaines. — Le Mexique, jusqu'à la grande falaise qui termine au sud le plateau mexicain, se relie intimement à l'Amérique occidentale, dont il est le simple prolongement. Au centre, c'est un plateau, d'une altitude moyenne supérieure à 1100 mètres, et en partie privé d'écoulement maritime. Deux cordillères l'encadrent, laissant entre elles et la mer une bande plus ou moins large, et toutes deux qualifiées de Sierra Madre.

La chaîne de l'est, ou Sierra Madre orientale, prolonge exactement les plis des Montagnes Rocheuses du Texas, qui s'y relient par la Sierra de Guadalupe et les Monts Apaches. L'extrémité méridionale de ces derniers oblige le Rio Grande à se couder à angle droit, pour traverser la chaîne dans une grande cluse, en amont et en aval de laquelle le fleuve suit régulièrement une direction parallèle à la Cordillère.

La Sierra Madre tourne du côté du Golfe du Mexique un escarpement raide et très élevé. Entre le pied de cet escarpement et le Rio Grande se succèdent des dépressions, comme celles qui abritent les lacs Guzman, Santa Maria, et des lagunes, où se perdent, comme au Grand Bassin, plusieurs cours d'eau de quelque importance. Vue du plateau, la Sierra prend l'aspect d'une série de petites chaînes, dépassant peu le niveau général. Les assises crétacées ont une part prépondérante à sa constitution, mais il y a aussi quelques noyaux plus anciens et le tout rappelle bien le sud des États-Unis.

Toute l'ossature du Mexique oriental est formée par les calcaires du crétacé inférieur, en gros bancs gris et bleus, qui ont tout à fait l'apparence des formations primaires. Ce sont eux qui déterminent les aspects du paysage. Les assises plus tendres du

1. R. T. Hill, *Bull. geol. Soc. America*, III (1891).

crétacé supérieur, quoique disloquées avec ces calcaires, ont été enlevées par l'érosion et ne forment plus que les collines longeant le pied des Sierras de Santa Rosa, Candella, Lampezas.

Quant à la chaîne de l'ouest ou Sierra Madre occidentale, qui se maintient pendant plus de 3000 kilomètres à une altitude de 3300 à 4000 mètres avec une largeur de 400 kilomètres, elle se rattache nettement aux montagnes du sud de l'Arizona. L'archéen y domine, mais il y a aussi des sédiments d'âge primaire et des roches volcaniques de la famille des andésites. Les volcans actifs ou récemment éteints font défaut. Ils ne commencent à se montrer qu'après la profonde coupure qui interrompt la Sierra, et par où le Rio Lerma, après avoir traversé la lagune de Chapala, vient s'écouler au Pacifique dans le Rio-Grande de Santiago. Le long du bord oriental de la cordillère de l'ouest, le plateau mexicain s'est affaissé, comme le grand bassin le long de la Sierra Nevada. Un affaissement semblable, mais moins prononcé, a eu lieu contre la Sierra de l'est, dont le pied est longé par une bande de terrains tertiaires et quaternaires, où les dunes de sable sont très développées.

Plateau mexicain. — Le plateau mexicain offre beaucoup d'analogie avec le Grand Bassin de l'Amérique du Nord, dont il forme bien réellement le prolongement. C'est en réalité un territoire montagneux, mais où les inégalités des terrains anciens ont été nivelées par plus de 6000 mètres de dépôts crétacés, ultérieurement disloqués lors de la formation des Cordillères. Le plateau est partagé en compartiments, par des chaînons longitudinaux auxquels se mêlent parfois, surtout dans le sud, des lignes de hauteurs transversales. Ces chaînons sont surtout constitués de terrains primaires anciens et d'assises crétacées. Les masses volcaniques, notamment le trachyte, y sont abondantes. Dans l'intervalle se trouvent de nombreux bassins, pour la plupart remplis de sédiments d'eau douce, et dont plusieurs s'échelonnent entre 2000 et 2600 mètres d'altitude. Autour de ces bassins il y a souvent un commencement de modelé, et il faudrait peu de chose pour que quelques-uns d'entre eux, comme le lac de Mexico, retrouvassent l'écoulement extérieur qu'ils avaient su conquérir avant l'époque actuelle. Grâce au relief considérable des bords du plateau, une augmentation sensible des pluies permettrait aux fleuves d'y pousser partout leurs eaux de tête.

Volcans du Mexique. — Une grande cassure transversale, alignée à peu près de l'est à l'ouest, traverse les Cordillères mexi-

caines, rejetant tout le terrain au sud. De gigantesques volcans se sont accumulés sur cette dislocation, qui termine réellement l'Amérique du Nord, pour inaugurer un régime orographique tout différent. On peut compter deux séries de volcans, l'une sur le rebord élevé du plateau, celle qui comprend le Nevado de Toluca, le Popocatepetl, le majestueux Orizaba; l'autre au pied de l'immense falaise, commençant en face de l'extrémité de la Sierra Madre, par le Ceboruco, pour se poursuivre par le Colima et le Jorullo.

Les énormes épanchements d'origine volcanique qui ont recouvert la région de la grande faille du Mexique et ses abords laissent cependant voir, en quelques points, au pied du rempart principal, un substratum de terrains primaires, qui prouve qu'une traînée de terrains anciens continue à se poursuivre vers le sud-est, allant à la rencontre des îlots de même nature, échelonnés entre le Mexique et la Colombie.

VINGT-HUITIÈME LEÇON

I

LA RÉGION DES ANTILLES

Définition de la région. — Avec la falaise méridionale du plateau mexicain, le système des plis montagneux orientés au sud-est cesse, pour faire place à un régime d'accidents orographiques, dirigés de l'ouest à l'est, qui caractérisent la région de l'Amérique centrale et des Antilles. Longtemps l'importance de ces accidents a été méconnue, parce que les hauteurs qu'ils engendrent pâlissent d'ordinaire à côté des volcans de la côte du Pacifique, dont la succession a été représentée à tort comme formant une Cordillère entre l'Amérique du Nord et celle du Sud. Mais l'étude des affleurements géologiques, combinée avec une meilleure connaissance de la topographie sous-marine, a rectifié cette conception[1].

Il est très intéressant de voir la région des Antilles introduire ainsi, entre les deux Amériques, un système d'accidents très analogue à celui qui se poursuit entre l'Eurasie, d'une part, et les terres indo-africaines, de l'autre. C'est une preuve nouvelle de la constance des caractères que présente, d'un bout à l'autre du globe, la *dépression méditerranéenne* que nous avons signalée, au début de cet ouvrage, comme une des données fondamentales de la géographie.

Les terrains affectés par ces accidents sont : dans le Mexique méridional et le Guatemala, l'archéen, les dépôts paléozoïques, secondaires et tertiaires; dans les Antilles, ces deux derniers; dans le Costa Rica et sur la côte nord de l'Amérique du Sud, le tertiaire seulement.

1. Voir notamment Félix et Lenck, *Zeits. d. deutschen geol. Gesellschaft*, 1892, p. 302; et R. Hill, *National geogr. Magazine*, mai 1896.

Les bancs sous-marins de Misteriosa et de Rosalinde, entre lesquels s'aligne si bien la profonde fosse rectiligne de Bartlett, relient les montagnes du Guatemala avec celles des Antilles. Les Grandes Antilles peuvent être considérées comme répondant à des *nœuds* dans le système des dislocations est-ouest.

Guatemala. — Le Guatemala est traversé, de l'ouest à l'est[1], par une chaîne plissée, souvent accompagnée de failles longitudinales, et dont les cimes ont 4000 mètres à l'ouest, 2000 dans la direction opposée. Cette chaîne, dont fait partie la Sierra de las Minas, s'appuie au sud contre un ruban d'archéen et laisse voir, au nord, une succession régulière de terrains paléozoïques, secondaires et tertiaires. Dès l'époque carboniférienne, le ruban archéen marquait une ligne de hauteurs, reliée à la Sierra Madre occidentale du Mexique et se prolongeant vers le Honduras, tandis que la mer était au nord. Les mêmes circonstances paraissent s'être reproduites à l'époque crétacée.

Contre le pied septentrional de la bande plissée s'appuie la plateforme boisée, de sédiments tertiaires et quaternaires peu disloqués, dite *Petén*. Au sud, la grande dépression du Rio Motagua sépare les montagnes plissées de la formation archéenne. Au pied de ce rebord ancien, et faisant avec sa direction un angle très aigu, s'est ouverte une cassure que suit le rivage du Pacifique, et où de nombreux volcans, quelques-uns de 3500 mètres, élèvent sur le versant archéen leurs pyramides entourées d'une frange de ravins. Les éruptions ont toujours eu une grande violence dans ces contrées, auxquelles appartiennent les célèbres volcans Agua et Fuego. Le sol y est presque partout recouvert de ponce et de tuf ponceux, avec restes de mastodontes et d'éléphants.

Yucatan. — Le Yucatan est un appendice naturel de la plateforme septentrionale du Guatemala. Cette longue protubérance, qui s'étend entre le Golfe du Mexique et la Mer des Antilles, est une véritable dalle de calcaire tertiaire, en couches horizontales, d'une altitude moyenne de 30 mètres, mais avec deux gradins intérieurs, l'un à 160, l'autre à 250 mètres. Cette dalle se prolonge fort loin en mer sous une très faible profondeur d'eau.

On peut dire que le Yucatan est un causse. Le produit des pluies s'y infiltre sans peine et il en résulte la formation de canaux souterrains. La nappe d'infiltration n'est accessible que par descente au fond d'entonnoirs, dus à l'écroulement de grottes et

1. Voir Sapper, *Peterm. Mitteilungen, Ergänzungsheft*, n° 113 (1894).

dits *cenotes*, autour desquels les populations sont obligées de se grouper.

Le Yucatan fait le pendant exact de la Floride, dont il partage à beaucoup d'égards la constitution. Pour ces deux territoires, il y a un contraste frappant dans l'étendue considérable de la plate-forme sous-marine qui les prolonge vers le golfe du Mexique, comparée à l'incroyable raideur de la pente par laquelle cette plate-forme descend ensuite vers l'intérieur du golfe. En avant du large banc de Campêche, la sonde tombe presque d'un coup à 3800 mètres de profondeur, par une déclivité dont le profil commence par être nettement convexe. Cela paraît être, au premier chef, une structure d'effondrement. Pour être un peu moins accentuées, les circonstances sont les mêmes à l'ouest de la Floride[1].

L'abîme du golfe du Mexique s'est donc produit au milieu d'un territoire où, primitivement, le calcaire s'était accumulé autour des anciens îlots plissés des Antilles, auxquelles se relient les deux protubérances de la Floride et du Yucatan. Seulement, comme l'a fait remarquer M. Suess[2], cet effondrement a eu lieu à l'extérieur de la zone plissée de la Méditerranée américaine, à peu près comme la fosse située entre la Tunisie et la Palestine s'est ouverte au sud des plissements alpins.

Volcans de l'Amérique centrale. — La traînée volcanique de l'Amérique centrale comprend 31 cratères actifs. Elle est séparée du Mexique par l'isthme non volcanique de Tehuantepec et se décompose en deux lignes : la première, celle du Guatemala, vient finir dans le San Salvador, à l'échancrure du golfe de Fonseca. Là, elle heurte l'extrémité d'une autre chaîne volcanique un peu plus inclinée au sud-est, qui débute par le terrible Coseguina et continue, à travers le Nicaragua, jusque dans l'État de Costa Rica. Même elle atteint Panama, où son extrémité est marquée par le Chiriqui, dont la cime dépasse 3400 mètres.

En arrière de cette traînée, une grande dépression parallèle est jalonnée par les lacs de Nicaragua et de Managua, au delà desquels s'élève la vraie Cordillère, dont ces lacs suivent exactement le pied. Cette Cordillère n'est que le rebord, élevé à 1000 ou 1200 mètres, d'un plateau qui s'abaisse doucement vers l'Atlantique. A l'origine, une plaine basse séparait du Pacifique le versant abrupt de ce plateau. Les volcans, en se dressant sur le bord de la plaine côtière, en ont altéré la configuration en faisant naître les deux

1. Voir fig. 12, p. 32. — 2. *Antlitz der Erde*, I, p. 709.

lacs, dont les contours ont été plus d'une fois modifiés par les éruptions. Dans ce pays, comme au Guatemala, de grandes quantités de produits volcaniques incohérents couvrent le sol, absorbant les eaux de pluie et empêchant la formation de cours d'eau.

En comparant la position des volcans actifs de l'Amérique centrale avec celle des massifs éruptifs un peu moins récents qu'ils accompagnent, on constate que l'action explosive s'est constamment déplacée dans la direction du Pacifique. Même la série guatemalienne tend aussi à gagner sur la mer, où un nouveau volcan, d'une cinquantaine de mètres, a surgi en 1880[1]. De violents tremblements de terre se font sentir sur cette côte.

Isthmes de Panama et de Darien. — Au delà du volcan de Chiriqui se déploie, en un arc convexe vers le sud, la cordillère de Veragua, constituée par des roches archéennes et dont les pics s'élèvent entre 1200 et 1900 mètres. Mais elle tombe à l'est, et n'y a plus à Panama qu'un seuil de 87 mètres. En ce point d'ailleurs l'axe archéen est interrompu, et c'est à peine si, contre le Pacifique, on voit affleurer un étroit ruban primaire. Le reste est formé de terrain tertiaire, avec nombreuses masses éruptives, très décomposées à la surface, et accompagnées de tufs, ainsi que de conglomérats.

L'axe archéen reparaît dans l'isthme de Darien et se recourbe au sud. On le retrouve formant le rivage de l'angle nord-ouest du continent sud-américain. Ce ruban de roches cristallines fait face au Pacifique par des falaises, avec promontoires entourés de récifs; et tout le temps il est longé à l'est par la dépression tertiaire où coulent, en sens inverse, d'abord l'Atrato, tributaire de la mer des Antilles, ensuite le San Juan, aboutissant au Pacifique. C'est donc véritablement ce sillon qui mérite de faire la séparation entre l'Amérique centrale et la grande unité méridionale.

Antilles. — Pour bien comprendre la structure des Antilles, il faut associer à la considération des surfaces émergées celle des profondeurs maritimes. On constate ainsi que le rivage méridional de Cuba, par une cordillère immergée à pente très brusque, comprenant l'îlot du Grand-Caïman, se relie avec le rivage du Honduras britannique. De la baie de Honduras, en prolongement des plis du Guatemala, et formant l'autre bord de la profonde fosse de Bartlett, part une autre ride moins saillante, qui embrasse la

1. Suess, *Antlitz der Erde*, trad. franç., I, p. 122.

Jamaïque et vient se souder avec la première chaîne dans l'île d'Haïti, pour se poursuivre ensuite à travers Porto-Rico.

Comme l'a montré M. Suess[1], il y a lieu de distinguer trois zones dans les Antilles : 1° la zone *interne*, tout entière d'origine volcanique récente, ne se montre que dans les Petites Antilles (Saint-Eustache, Saint-Christophe, la Guadeloupe occidentale, la Dominique, la Martinique, les Grenadines) ; 2° la zone *médiane* comprend les Grandes Antilles et une bande étroite des Petites Antilles, c'est-à-dire Cuba, Haïti, Porto-Rico, l'île des Vierges, Anguilla, Saint-Barthélemy, Antigua, la Guadeloupe orientale et la Jamaïque. Le crétacé et le tertiaire y sont développés, avec un facies européen prononcé, et associés à des roches, d'apparence archéenne, comme en Grèce et en Crète; 3° la zone *externe*, qui ne comprend que du tertiaire ou du quaternaire, est tout à fait plate, comprenant les Bahama, la Barbude, la Barbade (en partie), et on y peut rattacher la Floride avec le Yucatan.

La zone médiane offre les mêmes traits que la côte nord du Venezuela. D'autre part, les mammifères trouvés dans l'île d'Anguilla ont un caractère mexicain très prononcé. Ces divers territoires, avec la Floride et le Mexique, ont dû former autrefois un tout continu, dont faisait parti le socle des Bahama; socle rompu par les écroulements qui ont engendré tout contre son bord les fosses si profondes de l'Atlantique, pendant qu'au centre de la région d'autres écroulements faisaient naître les fosses de la mer des Antilles. Et c'est seulement du côté effondré, c'est-à-dire dans les petites Antilles, que se trouvent les volcans actifs.

Histoire des Antilles. — Les tremblements de terre si souvent ressentis à Cuba, à la Jamaïque, à Haïti, enfin à Porto-Rico, doivent être en relation avec les fosses maritimes, étonnamment profondes et étroites, qui s'alignent depuis la baie du Honduras jusqu'à la fosse atlantique des Iles Vierges. Une chute aussi rapide, qui amène d'un coup à 6000, parfois à plus de 8000 mètres de fond, ne peut résulter que d'une dislocation assez récente.

Les détroits qui existent entre les Petites Antilles ont peu de profondeur et seule la faune superficielle de l'Atlantique y trouve accès. Or, dans les grands fonds de la mer des Antilles, on trouve des organismes plus étroitement alliés à la faune abyssale du Pacifique qu'à celle de l'océan opposé. C'est un nouveau motif de considérer l'émersion de la cordillère des isthmes comme assez récente.

1. *La Face de la Terre*, I, p. 726.

Selon M. Gregory[1], à l'époque éocène, la région des Iles Sous-le-Vent était émergée, tandis que la mer couvrait l'isthme de Darien et probablement aussi une partie des États de Nicaragua et de Costa Rica. Au début des temps miocènes, peut-être même un peu avant, l'émersion de l'Amérique centrale soudait l'un à l'autre les deux grands continents; mais presque au même moment la région des Antilles devait être affaissée, comme le prouve la présence de dépôts abyssaux (vases à radiolaires) aux Barbades, à la Trinité et à Cuba.

C'est à la fin du miocène ou au début du pliocène que s'est produit l'exhaussement des Antilles et le développement de coraux, d'abord limités aux fonds de 30 à 90 mètres, puis édifiant des récifs, enfin portés de nos jours jusqu'à 300 mètres d'altitude. Tandis que les coraux des Antilles n'offrent aucune affinité avec ceux du Pacifique, ils sont étroitement liés aux espèces de la Méditerranée, de la mer Rouge et de l'océan Indien. Ces coraux n'ayant pas de larves flottantes, il faut, pour expliquer cette affinité, admettre qu'une série de lignes de rivage et de faibles profondeurs occupait alors la place de l'Atlantique septentrional.

La Méditerranée américaine présente ainsi des caractères tout à fait semblables à ceux de la mer qui s'étend entre l'Europe et l'Afrique[2]. De part et d'autre, des plis alignés de l'est à l'ouest encadrent des parties effondrées, formant des fosses distinctes; et ces accidents coïncident avec une ancienne aire de sédimentation, où les dépôts crétacés et tertiaires affectaient des caractères spéciaux. Ces caractères consistent, pour le crétacé, dans le développement de certaines constructions calcaires dues à des animaux appelés rudistes; pour le tertiaire, dans l'édification de dépôts également calcaires, avec une faune particulière de polypiers et de protozoaires. Enfin, dans cette Méditerranée américaine, les tremblements de terre sont fréquents et les volcans actifs nombreux, exactement comme dans la dépression qui accompagne tout le midi de l'Europe.

Au point de vue de la constitution géologique, la Floride et le Texas sont des appendices de ce district.

1. *Quarterly Journal of the geol. Soc. of London*, LI (1895), p. 255. — 2. Voir Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 708.

II

L'AMÉRIQUE DU SUD

Aperçu général. — L'Amérique du Sud est essentiellement constituée par un massif stable, depuis longtemps modelé, contre lequel un énorme bourrelet, la chaîne des Andes, est venu s'appliquer, du côté de l'ouest et du nord, comme un cadre continu. Mais le contact n'est pas immédiat, et le long de la concavité du croissant montagneux, une assez large bande déprimée subsiste d'un bout à l'autre, parfois séparée de la grande chaîne par quelques rides parallèles au bourrelet principal.

Partagé en deux parties inégales, la Guyane et le Brésil, par la dépression de très grande envergure où se loge le fleuve des Amazones, le massif oriental ne plonge un peu brusquement dans l'Atlantique qu'entre Bahia et le cap Saint-Roch. Partout ailleurs, la côte est précédée par une large plate-forme sous-marine, immergée sous moins de 200 mètres d'eau.

De plus, loin que l'Atlantique moyen ait fourni le niveau de base du modelé, un seul fleuve important débouche dans cette mer entre l'Amazone et la Plata, et c'est justement au contact immédiat de l'Océan que le massif présente ses plus fortes altitudes. Au contraire, il s'abaisse en regard des Andes par une pente très progressive. On en peut conclure qu'au moins du 10° au 30° degré de latitude, le contour actuel de la côte orientale doit être d'assez récente formation. Et comme une série de seuils sous-marins s'étend dans la direction du sud-est, entre Rio-Janeiro et l'îlot de Tristan d'Acunha, il semble permis d'y voir les restes d'une terre aujourd'hui morcelée et submergée, mais qui, formant autrefois un appendice du territoire brésilien, obligeait son drainage à chercher une issue, soit au nord, soit au sud.

Par cet appendice, le massif oriental de l'Amérique du Sud se reliait probablement à l'Afrique australe dont, sous beaucoup de rapports, il a partagé la destinée; car il n'a subi, depuis les temps primaires anciens, ni submersion ni plissement, et c'est aussi par des grès, dépourvus de fossiles marins, que la plate-forme ancienne a été recouverte.

Enfin les formations volcaniques récentes, complètement absentes du rivage Atlantique, forment sur le bord Pacifique une chaîne à

peu près ininterrompue, ce qui assigne à ces deux ordres de côtes une grande différence de structure et de genèse.

Massif brésilien. — Le massif brésilien est l'un des territoires les plus stables, les plus rigides et les moins disloqués qu'il y ait au monde. Seul, le terrain archéen, qui en fait le fond, mais qui n'apparaît en masse que du côté Atlantique, se montre plissé. Sur sa surface s'étendent, en couches presque horizontales, des dépôts secondaires de formation terrestre. Même les sédiments dévoniens et carboniférens de l'Amazone reposent en assises régulièrement étalées sur la plate-forme archéenne[1].

C'est donc une très vieille terre, dont la dislocation, probablement d'âge silurien, a été suivie d'un aplanissement général. Puis est survenue dans le nord une transgression marine, qui a amené le dépôt d'assises dévoniennes et carboniférienne, représentées surtout par des grès rouges et blancs, avec quelques calcaires.

Sur cet ensemble archéen et primaire règne une puissante couverture de grès sans fossiles, d'âge encore mal déterminé, couvrant des surfaces énormes depuis le Tocantins jusqu'au Rio Sao Francisco. Découpés par l'érosion en compartiments et en montagnes tabulaires, ces grès impriment au paysage une physionomie très caractéristique.

La plus grande partie du Brésil est un plateau dont l'altitude varie de 300 à 1000 mètres, que des plaines basses interrompent, et où il ne s'élève de montagnes qu'au voisinage immédiat de la côte Atlantique, entre Porto Alegre et Ouro Preto. Ce massif, qui couvre 3 millions de kilomètres carrés, a évidemment subi un relèvement en bloc vers le sud-est, et pour cette cause l'érosion y a découpé des hauteurs qui ne sont que les restes d'une plate-forme disséquée. Ce caractère appartient à toutes les *serras*, que la plupart des atlas figurent à tort comme des chaînes, et le reste se compose de hautes surfaces boisées, dites *chapadaos* ou *sertaos*.

Toute l'orographie brésilienne est coordonnée à ce relèvement général, qui paraît avoir entraîné une série de fractures alignées au nord-est, et par lesquelles sont déterminés les tracés des rivières qui prennent leurs sources dans le massif.

Montagnes du Brésil. — Le principal relief du Brésil est celui qui accompagne la côte, de Rio Janeiro à Sao Paulo. Le gneiss de la Serra do Mar, avec des cimes de 2232 mètres, arrive tout

1. Sievers, *America*, p. 59.

contre l'Océan, et ses découpures contribuent à la magnificence de la baie de Rio.

En arrière et séparée par la longue vallée du Parahyba, se prononce une ride encore plus élevée, celle de la Serra da Mantiqueira, formée de terrains primaires très anciens, aux formes irrégulières. Là se trouve le point culminant du Brésil (2712 mètres). Enfin, après que l'archéen a fait un dernier effort dans la Serra do Espinhaço, on voit apparaître à Diamantina les grès dévoniens, avec lesquels la Serra se résout nettement en montagnes tabulaires.

Il en est de même plus au sud. Ainsi, lorsque de Porto Alegre on regarde vers l'intérieur[1], on voit l'horizon fermé par une muraille aux tons d'un bleu foncé. C'est la Serra Geral, remarquable par ses lignes droites et horizontales, comme par l'absence de toutes formes coniques : cette chaîne est l'escarpement terminal d'un plateau, et il faut s'en approcher pour apercevoir les échancrures qui, sur le bord, donnent à cette falaise l'aspect montagneux. On y voit alors des tables de grès qui reposent sur des entassements de blocs de granite, des pyramides de terre, et quelques apparitions basaltiques.

Bassins du Parana et du Sao Francisco. — Sur le bord occidental du massif brésilien s'étend la grande dépression du Parana. Un fond de grès rouge et de schiste argileux, avec un peu de basalte dans le sud, supporte une plate-forme de grès, également entremêlé de nappes basaltiques. Avec le temps, l'érosion y a découpé les vallées, préparées sans doute dans l'origine par des fractures, à en juger par la façon dont l'Uruguay prolonge exactement le haut Parana, qui lui-même est continué en sens inverse par le Sao Francisco, cette direction étant d'ailleurs parallèle à celle des serras de la côte Atlantique. Le Parana et l'Uruguay, poussant leurs eaux de tête vers l'est, ont fini par prendre leurs sources tout près de la mer. Obligés, ainsi que leurs affluents, de traverser l'une après l'autre les diverses plates-formes gréseuses, ils ont leur cours interrompu par de nombreuses et importantes cascades.

Le Sao Francisco est le seul des grands cours d'eau brésiliens qui réussisse à déboucher sur la côte orientale. Encore une grande cataracte de 75 mètres dans les grès durs sépare-t-elle le cours inférieur du cours moyen. Très large en amont et sujet à de

1. Sievers, *op. cit.*, p. 63.

grandes inondations, il n'a pu trouver une issue qu'en s'ouvrant une série de gorges à travers les nombreuses serras qui se dressent sur la côte d'Alagoas. La présence, sur ce rivage, d'un étroit ruban où le tertiaire, la craie et les couches primaires s'appuient contre l'archéen, semble indiquer une prédisposition ancienne de cette portion du plateau à se drainer de ce côté. Le mouvement qui, depuis lors, a relevé la côte Atlantique, aurait respecté le sens de cet écoulement, en obligeant seulement le fleuve à approfondir son lit au travers des nouveaux obstacles en voie de formation.

C'est au devant du Sao Francisco, entre le cap Saint-Roch et Bahia, que le socle du massif brésilien tombe le plus brusquement au-dessous du niveau de la mer. Or c'est justement sur cette longueur qu'un étroit ruban crétacé est venu se coller contre le plateau, exatement comme dans l'Afrique australe. Il y avait donc là une ancienne ligne de dislocation, dont le jeu ultérieur pourrait expliquer la chute brusque du fond.

Versant amazonien. — Sur le versant qui regarde l'Amazone, à partir du bassin du Tocantins, l'uniformité de la surface brésilienne s'accentue de plus en plus. Une haute plaine se montre, dominée par quelques éminences tabulaires, dont aucune n'atteint 500 mètres d'altitude, et qui s'atrophient constamment vers le nord et l'ouest. Cependant, comme le plateau de grès s'arrête à distance du grand fleuve, formant un gradin que les rivières découpent et franchissent par des cataractes, son bord apparaît comme une chaîne, souvent déchiquetée en bastions ou citadelles; et la même illusion de *serras* s'étend aux versants des vallées entaillées dans cette plate-forme; car ces vallées atteignent l'archéen, faisant reculer assez loin, à droite et à gauche, le plateau gréseux.

En outre des chutes d'eau que déterminent les assises les plus dures des terrasses successives de grès, des cataractes existent sur le Tocantins, le Xingu et le Rio Tapajos, juste aux points où ces cours d'eau passent de l'archéen dans la formation carboniférienne; comme si, le long de cette ligne, un ressaut s'était produit, à une époque assez récente pour que l'érosion n'ait pas eu le temps d'en régulariser la pente.

Guyane. — Le massif de la Guyane est divisé par l'Essequibo en deux parties : celle de l'orient est une pénéplaine archéenne, tandis que le grès abonde dans la partie haute ou venezuélienne, où les couches dures, alignées au nord-ouest, imposent aux cours d'eau des cataractes. Ainsi l'Orénoque, entre le 5e et le 6e degré, est

accidenté de plusieurs cascades. En revanche, en amont de ce territoire, la pente est si peu dessinée qu'on voit le Cassiquiare établir une communication continue entre le haut Orénoque et le Rio Negro, affluent de l'Amazone.

Le paysage de la Guyane occidentale est remarquable par l'alternance de montagnes tabulaires boisées avec des savanes occupant de larges vallées, et inondées durant la saison des pluies. A l'exception des chaînes granitiques de Maraguaca et de Parima, qui atteignent 2500 mètres, les cimes de la contrée sont simplement, pour la plupart, des témoins de l'ancienne couverture de grès. Ainsi sur le granite du Duida, près Esmeralda, il subsiste encore une masse de 1200 à 1500 mètres de grès quartzeux[1]. Le Roraïma, qui atteint 2400 mètres, est terminé par un énorme bloc quadrangulaire de grès rose sans fossiles, aux parois exactement verticales et des *Rochers du Diable*, aux deux tiers dénudés, surgissent au milieu de la savane.

Les grès et les roches trappéennes du Roraïma imposent à la rivière voisine une chute d'environ 600 mètres.

Toute la Guyane européenne, dont le fond est archéen, appartient à la région des grandes forêts vierges.

Bande des dépressions. Llanos. — La bande déprimée qui suit constamment le pied oriental des Andes se décompose en trois parties :

1° Le bassin de l'Orénoque, où le territoire d'abord occupé par la mer tertiaire a reçu ensuite un remplissage d'alluvions quaternaires; 2° le bassin de l'Amazone, où une dépression de même nature que celle de l'Orénoque s'est ouverte dans un ancien synclinal primaire; 3° la dépression argentine, où les dépôts largement étalés de la Pampa masquent, selon toute vraisemblance, un fond archéen.

Le dernier soulèvement des Andes, par les éléments qu'un tel relief fournissait à l'activité des eaux courantes, aurait facilité le comblement des trois dépressions.

La dépression du nord est celle des *Llanos* de la rive gauche de l'Orénoque. Nulle part l'altitude n'atteint 250 mètres et la pente vers le fleuve est insensible. Les rivières divisent le territoire en *mesas* ou tables, extrêmement plates, débutant auprès de la Cordillère par des *galeras* ou chaînes de grès. Le pays, où les vents dominants arrivent en descendant le long des montagnes du Venezuela,

1. Sievers, *America*, p. 73.

offre le caractère d'une steppe, qui cependant peut être reconquise par la végétation forestière.

Dépression de l'Amazone. — L'immense plaine de l'Amazone occupe l'emplacement d'un ancien détroit que formait à cette place la mer carboniférienne, debordant à droite et à gauche sur l'archéen. Émergé après cette invasion, car on n'observe par-dessus les dépôts de cette mer que des grès probablement crétacés, ce synclinal a reçu à l'époque tertiaire des dépôts saumâtres jusque tout près des Andes. Depuis lors, les nombreux fleuves qui l'arrosent, et qui bénéficient des grandes pluies tropicales, ont travaillé constamment à le combler. La pente est si bien régularisée que, pour trouver sur le fleuve une altitude de 80 mètres, il faut aller jusqu'à 2000 kilomètres de son embouchure.

L'œuvre des eaux courantes était d'ailleurs facilitée par les conditions physiques de la contrée. En effet les alizés soufflent toute l'année sur l'Amazone, où ils arrivent chargés de la vapeur d'eau qu'ils ont balayée au-dessus de l'Atlantique. De plus, les Andes arrêtent au passage tout ce qui ne s'est pas condensé sur les plaines, et en font profiter cet énorme bassin de plus de cinq millions de kilomètres carrés. En outre, grâce à la disposition en éventail du réseau hydrographique, les affluents de gauche compensent le déficit que le jeu des saisons impose aux affluents de droite[1]. De cette manière, l'Amazone subit deux périodes de crues : l'une de mars à juillet, provenant des affluents méridionaux, l'autre de novembre à janvier, causée par ceux du nord.

Par suite du peu de consistance des terrains traversés, le creusement des canaux secondaires a été partout facile. Aussi des communications singulières, formant un vrai dédale hydrographique, se sont-elles établies entre le fleuve et ses tributaires.

Le bassin de l'Amazone, grâce à sa riche alimentation, comprend dix-huit grands cours d'eau de premier rang, ayant de 1500 à 3500 kilomètres de cours, et deux cents affluents importants. Tout le parcours du fleuve s'accomplit au milieu d'une immense forêt.

La puissance de la masse fluviale, à son débouché dans l'Atlantique, suffit pour empêcher la formation d'un delta. D'ailleurs, le courant qui va du cap Saint-Roch au Yucatan emporte les alluvions vers le nord. C'est la mer, au contraire, qui gagne visiblement sur le littoral, comme l'atteste la protubérance exceptionnelle que fait, en avant de l'embouchure, la courbe bathymétrique de 200 mètres.

1. Dehérain, *Revue générale des sciences*, 1895, p. 622.

Cette courbe s'avance au large à plus de 400 kilomètres, donnant la mesure de l'érosion survenue. A une époque antérieure, le Tocantins était certainement tributaire du bas Amazone.

Dépressions argentines. — Le Rio San Miguel, tributaire du Mamoré, lui-même, par le Madeira, affluent de l'Amazone, prend sa source dans une région plate, d'étangs et de lagunes salines, appelée *Llanos de Chiquitos*, à une altitude peu différente de 300 mètres. Immédiatement au sud commence, sans aucune séparation, la série des dépressions argentines, dont le drainage se fait vers la Plata. La principale ou *Gran Chaco* est une immense plaine, complètement dépourvue de pierres, de 100 à 300 mètres d'altitude, abondante en étangs et en rivières obstruées. C'est là que se fait le passage entre la forêt tropicale et la steppe.

La dépression argentine comprend ensuite les plaines méridionales situées sur la rive droite du Rio Salado, comme sur les cours inférieurs du Parana et de l'Uruguay. Plus élevées de 200 mètres, descendant jusqu'au niveau de la mer et soumises, en raison de leur direction nord-sud, à des influences desséchantes, ces plaines sont surtout des savanes et des steppes; mais les bois y apparaissent au nord.

Une dépression de quelques dizaines de mètres ferait de l'Uruguay et du Parana des fleuves indépendants. Tout le territoire de la rive gauche du Paraguay, à partir du confluent du Parana, paraît être un estuaire autrefois comblé par les alluvions des grands fleuves.

Pampas. — La *Pampa*, qui prolonge au sud le Chaco, et que son uniformité fait ressembler à l'Océan, est une plaine doucement inclinée, parsemée d'innombrables lagunes habituellement salines. Son fond est de limon ou *loess*, reposant sur du tertiaire horizontal, et il y a très peu de cours d'eau qui ne se perdent pas, soit dans les étangs, soit dans le sable. Évidemment cette plaine a été engendrée, à une époque de ruissellement abondant, par un groupe de rivières qui, depuis lors, ont perdu leur puissance.

Mais le territoire ainsi comblé n'était pas absolument plan, et quelques *sierras pampéennes* y émergent, reliant son fond à la région plissée du bord des Andes. Les plus orientales d'entre elles, comme la sierra de Tandil, où paraît l'archéen, s'inclinent visiblement au sud-est, épousant à distance la courbure du massif brésilien, de sorte qu'il semble permis d'y voir les restes, incomplètement aplanis, d'une chaîne qui en faisait autrefois le tour. Nous en reparlerons du reste à propos des Andes.

Ces sierras pampéennes surgissent, au milieu du fond plat qui

les entoure, à la façon des chaînons du Grand Bassin de l'Amérique du Nord, avec lequel la partie orientale des pampas offre une grande analogie. Là aussi les preuves abondent d'un état météorologique antérieur, à la faveur duquel de puissantes alluvions descendaient des montagnes, comblant les principales inégalités d'un fond où le terrain ancien n'est jamais très loin du jour. L'assèchement progressif du climat a changé cet état de choses en soumettant la contrée au régime des steppes.

Patagonie. Terre de feu. — La Patagonie est formée surtout de puissants dépôts tertiaires qui entourent, en couches horizontales, des îlots secondaires et archéens, et que recouvrent des nappes étendues de basalte, sur lesquelles des moraines glaciaires ont laissé des restes. Le tout vient s'appuyer à l'ouest contre les assises disloquées du crétacé des Andes chiliennes.

La submersion de la Patagonie ayant été complète lors des dernières périodes de l'ère tertiaire, le pays, récemment émergé, est demeuré très uni. Mais ce n'est pas une terre basse. L'altitude moyenne varie de 100 à 500 mètres, s'élevant lentement de l'est à l'ouest, et c'est par des escarpements très abrupts, de 50 à 240 mètres, que le plateau fait face à l'Atlantique. L'érosion y a découpé des éminences tabulaires, parfois réduites au point de prendre une forme conique. Une terrasse supérieure, que les fleuves traversent par des rapides, se dessine dans l'intérieur du pays. Contre les Andes, une zone de relief capricieux et heurté, accusant une influence tectonique, abrite plusieurs lacs aux bords montagneux, à des altitudes comprises entre 500 et 700 mètres.

En outre, les provinces de Chubut et de Santa-Cruz sont couvertes de cendres multicolores, en couches régulières, vraisemblablement accumulées par des vents de nord-ouest, qui charriaient les poussières volcaniques des Andes.

Au sud du 40e parallèle, la chaîne des Andes ne forme pas nécessairement la ligne de partage entre les deux océans, et quelques fleuves du Chili la traversent par des gorges impraticables, pour prendre leurs sources en Patagonie, dans une région de relief assez doux, et propice à la colonisation. C'est sans nul doute l'effet de la prépondérance que les fortes pluies venant de l'ouest ont donnée aux cours d'eau chiliens, ce qui leur a permis d'entailler la chaîne et de pousser leurs eaux de tête en arrière [1]. Au contraire, le versant Atlantique de la Patagonie est très faiblement arrosé.

1. Sievers, *America*, p. 95.

La Terre de Feu n'est que le prolongement de la Patagonie méridionale. Sa côte orientale est le bord abrupt et presque linéaire d'un plateau; mais à l'ouest apparaissent les chaînes andines, recourbées vers le sud-est d'une façon très régulière, suivant une direction que les fjords accusent de la manière la plus nette; en même temps la mer, à laquelle ces découpures donnent accès, pénètre dans de grandes lagunes intérieures, qui témoignent de l'état de dislocation et de submersion récente du territoire.

Cordillère des Andes. Aperçu général. — La grande cordillère des Andes, qui se poursuit sans discontinuité du cap Horn aux Antilles, se divise en deux sections bien distinctes : l'une, méridionale, remarquable par sa direction exactement rectiligne, et qui se termine au Pérou; l'autre, formant un croissant très régulier, convexe vers le Pacifique, depuis Arica jusqu'auprès de l'embouchure de l'Orénoque. Au point de vue orographique, ce long bourrelet paraît former une unité très homogène. Mais sous cette apparence se cache une certaine complication, et la partie courbe de la chaîne laisse voir deux sortes d'accidents : un ensemble plissé, le seul qui s'étende jusqu'aux rivages du Venezuela, et un rempart occidental au bord fracturé, sur lequel les volcans actifs s'échelonnent, toujours suivant une direction voisine du méridien.

Andes chiliennes. Partie moyenne. — La partie de la Cordillère la mieux connue, au point de vue géologique, est celle qui s'étend, dans la partie moyenne du Chili, entre le 40e et le 26e parallèle de latitude australe.

Tout contre la mer se poursuit une série de tronçons montagneux indépendants, de 1000 à 1200 mètres d'altitude, qu'on réunit ordinairement sous le nom de *Cordillères côtières*, et où affleurent surtout des terrains d'aspect archéen. Entre cette chaîne et le haut rempart des Andes s'étend une dépression assez marquée, dite « vallée longitudinale » du Chili. Submergée au sud, où elle engendre le canal de Moraleda et le golfe de Corcovado, la dépression se poursuit au nord, jusqu'à la hauteur de l'Aconcagua, par une suite d'ensellements qui, vers 1200 ou 1300 mètres d'altitude, interrompent tous les contreforts détachés de la Cordillère. Les choses se passent comme si un système récent de vallées transversales, dues au soulèvement dernier de la grande chaîne et à l'érosion résultante, était venu se superposer à un ancien système hydrographique longitudinal[1].

1. Suess, *Antlitz der Erde*, I, p. 666.

Quant à la grande chaîne, que couronne, atteignant près de 7000 mètres d'altitude, le superbe cône volcanique de l'Aconcagua, on y voit surtout dominer les sédiments jurassiques disloqués, avec formations éruptives intercalées, ayant le granite pour base et recouvertes par des dépôts volcaniques récents. Le jurassique, parfois accompagné de crétacé inférieur, se montre sur les deux versants de la chaîne, affleurant souvent par sa tranche du côté argentin.

Vers le 35e parallèle, la Cordillère forme une région plissée bien typique[1], à douze ou quinze plis parallèles, affectant le lias et très peu le crétacé supérieur. Le jurassique y est souvent formé par des sédiments empruntés à une roche porphyritique, et qui engendrent par places un conglomérat grossier, où les bancs à ammonites constituent des lentilles. La côte orientale de la mer du jurassique inférieur et moyen devait peu différer du bord argentin des Andes actuelles.

Andes méridionales. — A partir du 43e parallèle, la dépression longitudinale du Chili est partiellement submergée et c'est dans son axe, un peu infléchi au sud-est, que se loge le long détroit par lequel les îles Wellington sont séparées de la côte; détroit si remarquablement retréci dans les *English narrows*, où sa largeur se réduit à 100 mètres, obligeant les navires à se glisser contre de formidables parois de granite et de schiste.

La chaîne principale se dresse en s'abaissant peu à peu vers le sud tout contre le bord des canaux intérieurs, tandis que les chaînons côtiers se poursuivent sur le littoral occidental de Chiloë, ainsi que dans les îles extérieures, telles que celle de Huafo. Bientôt d'ailleurs la direction des Andes se recourbe très progressivement jusqu'à ce que, dans la Terre de Feu, elle ait tourné de l'ouest à l'est. Ce changement marche de pair, d'abord avec une submersion qui détermine les nombreux fjords du Chili méridional, ensuite avec un système de dislocations, à angle droit sur la chaîne des Andes, qui s'accuse très nettement dans la direction des rivages aux abords de Chiloë, dans les nombreux détroits de l'archipel des Chonos et dans le bord méridional du promontoire de Tres Cerros.

Par 49° environ de latitude, un volcan, le Fitz Roy, se dresse encore à 2130 mètres, dominant les sources de la rivière argentine de Santa Cruz. Au nord de ce volcan, un élargissement du couronnement de la Cordillère engendre un grand champ de nevé, de plus

1. Wehrli et Burckhardt, *Revista del Museo de la Plata*, 1897.

de 60 kilomètres de large sur 500 kilomètres de long, d'où s'échappent vers l'ouest des glaciers.

Andes chiliennes du nord. — La constitution des Andes se modifie au nord de Copiapo. On remarque bien toujours, sinon une chaîne côtière, du moins un escarpement littoral, de 500 à 600 mètres d'altitude, au delà duquel le long désert d'Atacama et la Pampa de Tamarugal prolongent la vallée longitudinale du Chili. Mais alors, sur plus de six degrés de latitude, de Copiapo aux environs d'Iquique, la côte est exempte d'échancrures, et de plus on constate un évanouissement absolu des contreforts descendant de la Cordillère.

Cette circonstance est en partie explicable par les conditions météorologiques de la contrée. En effet, durant toute l'année, les vents dominants soufflent du sud le long de la côte du Chili et du Pérou, à partir de la latitude de Valparaiso. Si l'on y joint, dans le voisinage des tropiques, l'action des vents alizés de sud-est, on comprendra aisément la remarquable pauvreté des précipitations atmosphériques sur toute cette zone littorale, où, de Valparaiso au 4e parallèle de latitude australe, il tombe, malgré le voisinage de l'océan, *moins de vingt centimètres d'eau*. Au contraire, au sud de Valparaiso, l'apparition des vents d'ouest de la zone des hautes pressions australes ramène rapidement, sur les Andes méridionales, une chute annuelle de plus de 2 mètres, mais dont le versant occidental est à peu près seul à profiter.

Le seul fleuve digne de ce nom qui apparaisse entre Copiapo et Iquique est le Rio Loa, lequel prend sa source au point où la Puna bolivienne recommence à être bornée à l'ouest par une vraie Cordillère. Longitudinal et dirigé au sud pendant une centaine de kilomètres, le fleuve se recourbe brusquement à angle droit, jusqu'à ce qu'il arrive dans la dépression saline dite Pampa de Tamarugal. Alors il redevient longitudinal, mais cette fois dirigé du sud au nord, pendant cent autres kilomètres. Enfin, profitant de l'interruption que subit la chaîne côtière, il fait un nouveau coude à angle droit pour se jeter dans le Pacifique. Une telle allure ne semble explicable que par des dislocations parallèles à la Cordillère, et en rapport avec le système rectangulaire dont nous avons déjà parlé.

Allure de la partie septentrionale des Andes chiliennes. — Il s'en faut cependant de beaucoup que l'allure de cette section des Andes soit exclusivement due à la faiblesse de l'érosion. On peut dire que, du 21e au 27e parallèle, la Cordillère s'évanouit, comme

chaîne, en faisant place à un immense plan incliné, qui ne donne nulle part la moindre sensation d'un pays de montagnes.

On le voit bien par le chemin de fer qui, du port d'Antofagasta, se dirige au nord-est vers le haut plateau bolivien, qu'il atteint à Ascotan par 3955 mètres d'altitude. A part une ride assez brusque, de 558 mètres, rencontrée tout près de la côte, la voie s'élève en pente douce, sans qu'aucune tranchée ait jamais plus de 3 ou 4 mètres de profondeur, et la différence de niveau, se répartissant sur 250 kilomètres, donne seulement une pente moyenne de 14 pour 1000. A deux reprises, savoir à 1241 mètres et à 3200, on traverse des salines, et toute la pente est une plaine de salpêtre, telle que nulle part, même au Sahara, on ne pourrait voir une pareille absence de végétation[1].

A la fin, on arrive sur un haut plateau, de 4000 à 5000 mètres d'altitude, qui à partir du parallèle d'Antofagasta s'étend vers le sud en gardant une largeur d'environ 80 kilomètres, et sur lequel se dressent une série de volcans, dont les cimes s'échelonnent entre 5500 et 6600 mètres, sans que, sur les bords de ce plateau, il y ait de bourrelets proprement dits[2].

Cordillères argentines. — Au changement qui s'accomplit, à partir de Copiapo, dans l'allure des Andes, il faut en ajouter un autre très important. C'est la résolution que subit le haut plateau, sous la même latitude, en donnant naissance à une série de chaînes parallèles, toutes obliquant au sud-sud-est. Ce sont les hautes et étroites Sierras de Famatina, de Vinchina, de Guandacol. Entre ces chaînes, malgré la sécheresse de l'air, une série de cours d'eau sont parvenus à pousser leurs têtes jusqu'au plateau lui-même, qui sur plus de 120 kilomètres perd entièrement son caractère de plate-forme.

Ces sierras ne sont que les plus occidentales d'une série de chaînes, toutes détachées du plateau bolivien, suite directe de celui du Chili, et embrassant, sur le flanc oriental de la chaîne des Andes, une largeur de 300 kilomètres. Ces *Cordillères argentines* forment une série de bourrelets, dont quelques-uns, comme la Sierra granitique de Aconquija, réussissent à s'élever jusqu'à 5600 mètres.

A partir de cette dernière chaîne, une chute extrêmement rapide amène, entre 300 et 500 mètres d'altitude, dans les plaines du Gran Ghaco. Mais, vers le 28e degré, les Cordillères argentines

1. Otto Kuntze, *Geogenetische Beiträge*, Leipzig, 1895. — 2. Philippi, *Zeits. d. Gesellsch. für Erdkunde*, Berlin, 1896, p. 50.

se courbent visiblement à l'est, en même temps qu'elles gagnent du terrain vers le Parana; et si bientôt les dépôts de la Pampa en masquent les prolongements, il n'est pas difficile d'en reconstituer les traces jusqu'à cette petite Sierra de Tandil, formée des mêmes terrains, et qui, émergeant jusqu'à 450 mètres au-dessus de la plaine, vient rencontrer l'Atlantique au cap Corrientes.

Plusieurs des sierras argentines sont bordées par des lagunes ou marécages salés, qui généralement se trouvent sur les parties marneuses des assises secondaires relevées dans ces chaînes [1]. Ces *salinas* sont particulièrement développées autour de la Sierra de Cordoba.

En outre, le vent, qui amoncelle des dunes avec éléments volcaniques sur le haut plateau des Andes, les fait parfois descendre, en véritables fleuves de sable, dans la province de Catamarca.

Le grand intérêt des chaînes en question consiste en ce que, plus elles s'éloignent des Andes, et plus on y voit prédominer les formations archéennes et granitiques, uniquement représentées dans les sierras de Tandil et de la Ventana, comme sous les limons de la Pampa méridionale. C'est donc contre le bord de l'ancien massif brésilien que les bourrelets des assises paléozoïques et secondaires se sont ainsi dressés, marquant le rivage que les mers ne dépassaient pas du côté de l'est.

Tectonique générale des Andes. — Dans tout le parcours que vous venons d'étudier, la Cordillère des Andes offre un type tectonique que nous n'avons encore vu réalisé avec autant de netteté dans aucune chaîne de montagnes. Ce qui en fait l'élément fondamental, c'est une bande fortement surélevée. Mais celle-ci est généralement étroite et ne se compose pas, comme les hauts plateaux de l'Utah, de compartiments sédimentaires à stratification régulière. Ce n'est pas davantage un grand anticlinal simple, ni un bourrelet complexe d'assises violemment plissées et comprimées les unes contre les autres. C'est une série disloquée de paquets, où les couches stratifiées, d'âge secondaire, alternent avec des tufs, attestant une activité volcanique qui s'était manifestée entre le jurassique inférieur et le crétacé moyen, à l'époque où la région formait, en regard du Pacifique déjà bien dessiné, le bord d'un grand massif oriental très stable.

Dans cette série, les paquets se succèdent, en général, inclinés d'ordinaire vers l'ouest, de telle sorte que, en montant de l'ouest à

1. Brackebusch, *Peterm. Mitteilungen*, 1893.

l'est, on rencontre des compartiments de plus en plus anciens, depuis le tertiaire et le crétacé supérieur, toujours en bandes disloquées, mais non plissées, jusqu'aux assises secondaires ou primaires d'âge indéterminé, qui précèdent l'apparition de l'archéen. Ce dernier, abstraction faite des épanchements volcaniques récents, se montre de préférence dans le haut bourrelet oriental, c'est-à-dire dans ce qu'on appelle parfois l'*Anti-Cordillère*, là où il y a dédoublement de la chaîne culminante.

Ce n'est que sur le versant oriental qu'apparaissent en divers points, détachés de la chaîne principale, de véritables plis, engendrant des bourrelets parallèles ou *Pré-Cordillères*. Ces accidents appartiennent à un ensemble de plissements, qui ont dû dresser une série de chaînes contre le bord du massif oriental ou brésilien. Les traces, plus ou moins morcelées, de cet ancien effort, se trouveraient dans les Sierras argentines et pampéennes. A l'extérieur se produisaient les éruptions secondaires, localisées au bord occidental. Enfin ce dernier territoire, en somme assez étroit, pressé entre les Sierras et le ruban archéen du littoral, se serait soulevé en bloc à la fin des temps tertiaires, mais en se disloquant par des cassures, qui ont permis à l'activité éruptive de se manifester de nouveau d'une façon grandiose. Et les volcans s'y sont établis, comme au Caucase, au sommet de la falaise qui limite le compariment surélevé.

Ainsi la chaîne des Andes aurait été préparée de bien longue date, puisque, appuyée contre un bourrelet plissé, qui lui-même s'était dressé contre un rivage très anciennement délimité, elle s'est définitivement constituée par la surrection de la longue bande où, depuis le Chili méridional jusqu'à la Colombie, les éruptions volcaniques s'étaient donné carrière au milieu des temps secondaires[1].

Partie moyenne des Andes. — Sous le tropique, vers la Bolivie, le haut plateau andin subit un brusque élargissement. Tandis que la Cordillère orientale s'écarte vers le nord-est, la branche occidentale garde sa direction nord-sud, et, bientôt débarrassée à son pied de toute chaîne côtière, domine immédiatement le Pacifique en un magnifique rempart, couronné par des cimes volcaniques de 5000 à 6000 mètres.

Au delà se poursuit, sous les noms de *Puna* et de plateau *Despo-*

1. Ces éruptions ont consisté surtout en épanchements et projections de roches assez basiques, de la famille des *porphyrites*, alliée aux andésites récentes de la même chaîne.

blado, ce dernier mot exprimant si bien le caractère désertique, la haute steppe bolivienne. Sa partie orientale descend à l'est et finit par entrer dans le bassin de drainage du Pilcomayo. Mais, au delà du 22e degré, une nouvelle Cordillère nord-sud s'y dessine, élevant ses sommets à 4500 mètres ou 5000 mètres; c'est celle qui domine Potosi à l'ouest, pour se terminer près d'Oruro. Entre elle et le grand rempart côtier subsiste, avec une altitude moyenne de 4000 mètres, un haut plateau sans écoulement extérieur. Au midi, vers 20 degrés de latitude, ce plateau, qui se ressent encore du régime désertique, abonde en grands marécages salins. Mais plus au nord, la pluie augmente un peu avec le voisinage des tropiques, et suffit pour alimenter le grand lac Pampa Aullagas.

C'est alors que, brusquement, les deux chaînes dévient au nord-ouest, le plateau intermédiaire gardant la même largeur et les mêmes caractères, avec un fleuve en son milieu qui relie le lac Aullagas au grand lac Titicaca (3808 m.). Cette nappe d'eau, dominée à l'est par les merveilleuses cimes des environs de la Paz, l'Illimani et le Sorata, est entourée par un véritable amphithéâtre de montagnes, qui altèrent complètement le caractère jusqu'alors si uniforme de la bande surélevée.

Plateau péruvien. — Néanmoins cette bande continue, même avec un surcroît de largeur, jusqu'au delà du 11e degré. Par endroits, la Cordillère occidentale la domine de si peu qu'on donne à ce rebord le nom de *sourcil* de la Sierra. Mais le plateau cesse d'être privé d'écoulement extérieur. C'est qu'ici l'abondance des pluies équatoriales, tombant sur le versant de l'ouest ou *Youngas*, a suffi pour en assurer le modelé, et les puissants affluents de l'Amazone ont pu s'y développer en un large éventail, poussant leurs eaux de tête jusque tout contre le lac Titicaca. Il est à présumer que ce lac faisait corps, à l'époque quaternaire, avec celui d'Aullagas[1], et même avec le grand marécage de la Pampa de Empeza; de la sorte, le puissant modelé de cette partie septentrionale est surtout l'œuvre d'une époque où les agents d'érosion étaient beaucoup plus énergiques qu'aujourd'hui; car, de nos jours, le régime de la côte Pacifique demeure singulièrement sec, et l'on constate un abaissement graduel dans le niveau du lac Aullagas. D'ailleurs, sur les bords de la rivière qui fait communiquer cette nappe d'eau avec le lac Titicaca, on a trouvé des restes

1. Steinmann, *in Berghaus Physikalischer Atlas.*

de grands mammifères herbivores, et le Cerro de Potosi a fourni les débris d'une flore de climat humide et très chaud.

L'effet des érosions tropicales ressort clairement dans l'espèce de cul-de-sac où la queue du haut plateau, toujours contenue entre deux bords élevés, vient mourir dans le cirque de Cerro de Pasco (4302 mètres). La lagune de Chinchaycocha, qui en occupe le fond, a été conquise au bassin de l'Amazone par un haut affluent de l'Ucayali, qui, par une série de clúses et de vallées longitudinales, entaillées dans le flanc oriental de la chaîne, a réussi à s'introduire, sous la forme du Mantaro, dans l'axe même de la boucle, qu'il draine entièrement.

Disparition des volcans. Tremblements de terre. — Un grand changement intervient, en outre, dans cette partie péruvienne des Andes. Les volcans disparaissent, comme si leur existence était étroitement liée à la direction nord-sud de la côte chilienne. Du moins, les quelques grands cônes éruptifs qu'on observe encore dans la province d'Arequipa sont-ils tous en repos.

En outre, les abords du lac Titicaca laissent voir des assises primaires, telles que le carboniférien marin, dont aucune trace ne s'était encore montrée au sud dans la chaîne proprement dite, mais dont les affleurements avaient commencé à s'étaler largement dans les chaînes argentines, comme en Bolivie, sur la déclivité orientale à partir du méridien de Potosi.

Aussi bien dans les directions orographiques que dans celles des plis qui affectent les couches sédimentaires, l'inflexion des Andes se montre continue, et c'est sans aucune rupture que se fait le passage de l'alignement nord-sud à cette direction nord-ouest qui caractérise la côte du Pérou. Cependant, comme nous venons de le voir, l'influence volcanique actuelle cesse presque immédiatement sur cette côte. En même temps, les tremblements de terre affectent tout particulièrement la jonction des deux alignements. Ainsi la ville d'Arequipa a été entièrement détruite en 1582 comme en 1784. De 1811 à 1845, on a compté dans cette région 826 séismes, et, depuis lors, il s'en est produit de notables en 1868 et 1877. La localité la plus dévastée est celle d'Arica, située juste à l'angle rentrant du littoral.

Cordillères péruviennes. — Après le nœud qui domine Cerro de Pasco, une série de hautes chaînes parallèles, formées en majeure partie par les plis des terrains sédimentaires, courent le long de la côte. On en peut compter trois : la Sierra occidentale, où des cimes de plus de 6000 mètres se dressent entre le rivage et le

Marañon; la Sierra centrale, en forme de plateau allongé, entre le Marañon et l'Huallaga; enfin la Sierra orientale, dont les flancs, garnis de forêts vierges, descendent jusqu'à l'Ucayali. Encore la Sierra occidentale est-elle divisée en deux chaînes parallèles par la profonde coupure où coule le rio de Santa. La plus intérieure porte une cime de 6721 mètres et sa crête est couverte de neiges, ce qui lui fait donner le nom de *Nevada*; tandis que la chaîne extérieure, bien que ses sommets dépassent 5000 mètres et qu'aucune brèche ne l'échancre au-dessous de 4200, reste la *Sierra Negra* ou noire, parce que les vents brûlants du littoral en écartent toute couverture neigeuse.

C'est l'érosion qui a creusé entre les deux chaînes, au milieu des roches secondaires et suivant leur direction, le sillon rectiligne ou couloir de Huaylas, où l'on distingue encore les traces de lacs étagés, témoins des premières phases du modelé.

Coude de la Cordillère. — Tout cet ensemble se poursuit jusque vers le 6e degré de latitude, où se produit un coude brusque de la chaîne vers le nord-nord-est. Ce coude coïncide avec un abaissement et un rétrécissement notables de la Cordillère, si bien que le haut Marañon parvient à pousser sa source à moins de 180 kilomètres du Pacifique, et n'est séparé que par un seuil d'environ 2000 mètres d'un tributaire de cet océan. C'est l'indice d'une ligne particulière de faiblesse du continent, juste dans le prolongement du grand synclinal de l'Amazone. Il est à remarquer que sur ce coude, contre le littoral, se trouvent les gisements de pétrole du Pérou.

Une autre particularité distingue cette région, c'est l'existence, entre la chaîne occidentale et la côte, d'un véritable désert, dit de Sechura, large de 130 kilomètres. En effet, la bande des précipitations atmosphériques inférieures à 20 centimètres embrasse justement ce promontoire, ce qui explique à la fois le régime désertique et l'absence de vallées d'érosion descendant de la crête, sensiblement abaissée en ce point.

Andes équatoriales. — Au delà, en regard de la profonde échancrure du golfe de Guayaquil, commence la série nord-nord-est des *Andes équatoriales* (ou *écuadoriennes*). Là encore il y a deux chaînes, avec un plateau déprimé intermédiaire : celle de l'est, haute en moyenne de 4000 mètres, où domine l'archéen; celle de l'ouest, un peu moins élevée, où des roches éruptives accidentent les terrains secondaires redressés. En même temps les volcans reparaissent, plus majestueux que jamais, notamment le Chim-

borazo (6310 mètres) et le Pichincha sur la Cordillère occidentale, l'Antisana (5756 mètres) et le Cotopaxi (5943 mètres) couronnant la chaîne orientale. On peut constater, par la disposition des produits éruptifs, que la formation de ces volcans a suivi le creusement des vallées qui échancrent la montagne.

Une pareille activité volcanique, se développant simultanément sur deux rangées aussi rapprochées, ne pouvait manquer de réagir puissamment sur la haute terre intermédiaire, le plateau de Quito et de Riobamba. Aussi ce dernier, large d'à peu près 70 kilomètres, est-il divisé, par des hauteurs transversales, en une série de cirques disloqués, d'une altitude moyenne de 2500 mètres, au milieu desquels s'ouvrent de nombreuses crevasses, et que parsèment souvent des cônes d'éruption. Les tremblements de terre y exercent de fréquents ravages. Cette suite de dépressions est drainée à la fois par les fleuves du Pacifique, qui arrosent dans leur descente une terre basse, très boisée et bien cultivée, et par les affluents de l'Amazone. Les uns et les autres, à la faveur de la hauteur de chute, ont poussé leurs eaux de tête au delà des crêtes des deux Cordillères, en opérant la conquête du plateau.

Andes colombiennes. Chaînes du Venezuela. — Ce qui distingue les *Andes colombiennes*, c'est qu'aux deux chaînes précédentes, entre lesquelles se poursuit dans un synclinal de terrains secondaires la vallée du Rio Cauca, vient se souder à l'est une Cordillère orientale qui, limitant la vallée du Rio Magdalena, s'écarte de plus en plus pour décrire une courbe continue et se raccorder avec le rivage du Venezuela.

Un axe archéen, portant une série de volcans et, entre autres, le cône encore actif de Tolima, haut d'environ 5600 mètres, distingue la Cordillère médiane, autour de laquelle le terrain crétacé est fortement redressé. Quant à celle de l'est, où les volcans ne jouent plus aucun rôle, M. Hettner[1] la dépeint comme une sorte de Jura suisse, où plusieurs plis successifs du crétacé laissent entre eux des vallées que les fleuves franchissent par des cluses, toujours sur le versant oriental. Un instant, cette chaîne enferme une haute plaine, celle de Bogota, arrosée par un seul émissaire, qui la quitte par une cascade de 146 mètres.

A la chaîne orientale fait suite, dans le Venezuela, la haute *Sierra Nevada de Merida*, où l'archéen sert d'appui aux couches plissées du crétacé et du tertiaire, et dont le flanc nord tombe d'un

1. Sievers, *America*, p. 138.

seul coup, en escarpements grandioses, jusqu'au bord de la lagune de Maracaybo. Puis, après un vaste territoire d'alluvions recouvrant le terrain secondaire, on est tout surpris de voir se dresser, contre la mer Caraïbe, le puissant relief archéen de la *Sierra Nevada de Santa Marta*, dont la cime atteint 5100 mètres. Des gorges d'une extrême profondeur en accidentent le versant nord.

Ce sont encore des promontoires archéens qui entourent le golfe de Venezuela, et la même formation reparaît sur la côte de Caracas, servant d'appui à la *Cordillère Caraïbe*. Celle-ci descend à la mer par un escarpement très imposant de 2800 mètres. Des lacs d'effrondrement tectonique longent son flanc méridional, contre lequel apparaît du crétacé. Mais c'est l'archéen qui forme la péninsule rectiligne de Paria, ainsi que le bord de l'île Trinidad, où reparaissent les émanations d'huile minérale.

Influence d'un massif ancien. — Ainsi la courbure de la Cordillère, entre la Colombie et le Venezuela, semble s'expliquer non seulement par la forme du grand territoire oriental que la chaîne contourne, mais aussi par l'influence extérieure d'un massif ancien résistant, dont on ne voit plus que le bord, le reste s'étant effondré dans la mer Caraïbe. Au contraire, entre cet obstacle et l'antique terre des Guyanes, s'étend le synclinal tertiaire au bord duquel coule l'Orénoque. Sur ce versant méridional, plissé et à courbure continue, il n'y a plus de volcans parce qu'il ne s'est pas produit de cassures. En revanche, sur le versant opposé, le littoral caraïbe est sujet à des oscillations, des volcans de boue s'y succèdent et les tremblements de terre ont bien souvent dévasté la contrée de Caracas.

Résumé de la structure des Andes. — En résumé, l'allure générale des Andes, par rapport à la plate-forme orientale, semble pouvoir être interprétée comme il suit : un bourrelet continu de chaînes plissées aurait, dans l'origine, fait le tour entier du massif stable des Guyanes et du Brésil, se dilatant au sud en éventail, de manière à entourer la dépression pampéenne et patagonienne. Ce bourrelet laissait d'ailleurs, entre lui et l'obstacle contre lequel il se dressait, un sillon continu, celui qui va de l'Orénoque à La Plata, et aucune fracture importante n'aurait eu lieu de ce côté, ce qui explique l'absence d'accidents éruptifs.

Mais, sur le côté extérieur de la chaîne, vers le Pacifique, depuis l'équateur jusqu'au 40° parallèle, de grandes cassures avaient ouvert une issue à des masses volcaniques, qui, sans interrompre la sédimentation, étaient venues se superposer, sur ce versant,

aux assises du jurassique inférieur. C'est cette bande qui, servant d'appui aux sédiments du crétacé et du tertiaire, s'est soulevée plus tard par paquets successifs, pour former la Cordillère actuelle, avec sa crête relativement plane et ses deux bords culminants : celui de l'est, appuyé contre les anciens plis, relevés par le même mouvement avec leur noyau archéen ; celui de l'ouest, front de la cassure principale, à partir de laquelle s'est effectuée la dislocation du versant Pacifique par paquets de plus en plus abaissés.

Sur cette grande ligne de cassures se sont établis les volcans, toujours échelonnés d'une façon générale suivant le méridien, et ne s'interrompant que là où les coudes formés par les plissements péruviens et ceux du Venezuela obligeaient la dislocation littorale à abandonner cette direction du nord au sud.

Quant au rôle qu'a pu jouer, dans cet ensemble de mouvements, l'étroit ruban de schistes cristallins qui se poursuit si régulièrement tout le long du Pacifique, il serait imprudent d'essayer de le définir, avant que la question, encore très controversée, de l'âge de cette bande, ait été résolue. Toujours est-il qu'au large, dans le Pacifique, aussi bien aux Galapagos qu'à San Ambrosio, on n'observe que des formations volcaniques, qui parfois pointent en pleine mer sous la forme de colonnades basaltiques pareilles à des cathédrales.

III

LES TERRES POLAIRES

Terres américaines. — Les descriptions qui précèdent, destinées surtout à fournir un cadre général aux études de géomorphogénie, n'avaient pas la prétention d'être complètes, et bien des points de la surface du globe ont ainsi passé inaperçus, qui auraient mérité une mention spéciale dans un travail plus étendu. A ce titre, nous pourrions nous arrêter ici. Cependant il semble utile d'ajouter quelques brèves considérations sur les terres circumpolaires des deux hémisphères.

L'ensemble des terres qui bordent l'Amérique du Nord, à partir du cercle polaire, trahit la dislocation d'un territoire primitivement continu, aujourd'hui morcelé en de nombreux fragments, où prédomine nettement la direction nord-ouest de la côte du

Labrador et des bords de la baie de Baffin. Les terres de Baffin, de North-Devon, de Lincoln et d'Ellesmere, par leur rivage oriental si uniformément plus élevé que le reste, accusent un mouvement de bascule avec inclinaison au sud-ouest.

Ce mouvement a affecté une ancienne pénéplaine, mais où, à l'exception des bords de la Baie de Baffin, les affleurements archéens, à l'ouest du Groenland, ne semblent pas dépasser, sinon en quelques points isolés, le 70e parallèle. Ce sont les terrains primaires qui prennent alors leur place ; et même, au nord, dans le groupe des terres de Grinnell, on voit apparaître des formations marines d'âge secondaire, qui montrent que la mer a le plus souvent, sinon toujours, occupé ces parages septentrionaux.

Groenland. — Le Groenland forme une terre à part. Ce qu'on connaît de ses rivages, jusqu'au 70e parallèle, est exclusivement archéen, bien que l'île de Disco témoigne d'incursions marines venues de l'ouest. Dans l'extrême-nord, la contrée, qui paraît se terminer en un archipel découpé, se montre formée de gneiss et de granite, traversés par des dykes de trapp. Seulement, dans la baie de l'Indépendance, il s'y trouve un peu de grès rouge[1].

Ce qui est capital, et sans doute en relations avec les dislocations dont les bords du détroit de Davis portent les traces, c'est l'altitude acquise par la contrée. L'immense plateau neigeux de l'intérieur s'élève jusqu'à 2700 mètres sous le 65e parallèle, jusqu'à 2400 sous le 80e degré. Après le Tibet, le Groenland est, sous le rapport de l'étendue, la seconde unité géographique dont la surface soit à plus de 2000 mètres d'altitude. On peut dire, en gros, que cette condition se poursuit sur plus de 20 degrés de latitude, avec une largeur moyenne de plus de 700 kilomètres, soit environ 1 500 000 kilomètres carrés ou trois fois la superficie de la France.

A la vérité, une part de ce relief est due à un manteau de neige et de glace dont l'épaisseur, suivant les points, peut varier de 300 à 1500 mètres. Mais outre que, par sa fixité, ce manteau se comporte, au point de vue météorologique, comme ferait de la terre ferme, cette dernière n'en est pas moins, sur tout le pays, à une altitude exceptionnelle. Le maximum est d'ailleurs obtenu tout près de la côte orientale, de sorte que, là encore, il semble qu'on ait affaire à un compartiment qui aurait basculé en s'inclinant à l'ouest. Les fractures dont ce mouvement a été accompagné

1. Peary, *Geographical Journal*, 1898, p. 215.

auraient déterminé les épanchements basaltiques de la côte occidentale.

Orographie du Groenland. — D'après les récentes investigations de M. de Drygalski[1], le Groenland tout à fait méridional est un district de forte altitude, très découpé par des fjords et des sounds, dont les rochers, aux formes déchiquetées, s'élèvent jusqu'à 2000 mètres et plus. Tandis qu'à partir de Julianehaab le Groenland s'élargit de plus en plus vers l'ouest, faisant face à la mer par des fjords dont les croupes séparatives ont en général une altitude de 1000 mètres, la chaîne du cap Farvel se poursuit à l'est par une série de sommets de 2000 mètres, et que domine le champ de glaces de l'intérieur, s'élevant à 2700 mètres sous le 65e parallèle. C'est mieux encore aux environs du 70e degré, et enfin sous le 73e, à l'extrémité du fjord de François-Joseph, le pic Petermann se dresse à 3500 mètres.

A partir de l'île de Disco, la côte occidentale se montre bordée d'îles et de presqu'îles, qui toutes s'élèvent à des hauteurs bien supérieures, parfois de 1500 mètres, à celles qu'atteint l'extrémité libre du champ de glaces. Mais tout à fait au nord de la contrée, à partir du cap York, il y a soudure intime entre l'*inlandsis* et les nappes de glace recouvrant le littoral, qui se maintient à des hauteurs voisines de 2000 mètres, la glace en arrière montant jusqu'à 2500.

Tandis que, sur la côte orientale, la glace tend toujours à monter sur les *nunataks* ou pics isolés qu'elle entoure, il en est autrement du côté de l'ouest. Là elle fond au contraire à leur contact, laissant entre elle et le rocher de profonds sillons. D'autre part, la *cryoconite*, c'est-à-dire la poussière minérale disséminée sur l'inlandsis, est très rare dans l'est et le sud, tandis qu'elle abonde sur le versant occidental. M. de Drygalski en conclut que le vrai champ d'alimentation de la glace intérieure est situé le long de la côte orientale, tandis que le rivage opposé en représente la région d'écoulement.

Circonstances climatériques de la région. Mouvements du sol. — En effet, une circonstance toute spéciale doit gouverner le climat de la bande orientale du Groenland. C'est le long de cette bande que se produit le contact entre le convoi des glaces polaires, rapidement poussées vers le sud, et le courant, relativement tiède, qui prolonge le Gulf-Stream jusqu'au Spitzberg. De ce contact, combiné avec la forte altitude de la contrée, doivent résulter d'abon-

1. *Grönland Expedition*; *Zeitschrift der Ges. für Erdkunde zu Berlin*, Berlin, 1897.

dantes précipitations atmosphériques, qui suffiraient à expliquer l'épaisseur exceptionnelle des névés groenlandais.

Contrairement à une opinion qui avait d'abord prévalu, l'*inlandsis* ne doit pas être considéré comme un reste d'une couverture plus étendue, qui se serait constituée, avant l'époque actuelle, lors des temps dits glaciaires.

En effet, les voyages de MM. Chamberlin et Rollin Salisbury[1] ont établi ce fait curieux, que les formes topographiques caractéristiques du récent passage de la glace font très souvent défaut sur la côte du Groenland. En beaucoup de points, les contours des montagnes côtières sont heurtés et découpés en dents de scie. Loin de s'exagérer avec le voisinage du pôle, les conditions glaciaires sont plus prononcées entre 74 et 76 degrés de latitude qu'entre 76 et 79. Ainsi, sous le 76e parallèle, la limite des neiges descend à 300 ou 400 mètres plus bas que sous le 78e. Souvent aussi le peu d'importance du dépôt erratique et la profonde altération superficielle de l'archéen excluent toute idée d'un long séjour antérieur de la glace.

M. Peary a observé que, dans tout le Groenland septentrional, le vent, parfois d'une violence extrême (certains ouragans donnent à l'anémomètre une vitesse de près de 80 kilomètres par heure), souffle constamment en rayonnant de l'intérieur vers les dépressions des fjords, quelle qu'en soit la direction. Cela paraît bien être le caractère d'un anticyclone permanent, comme il doit s'en trouver nécessairement sur ce plateau de névé, où le premier voyage de Nansen a fait ressortir l'existence d'un pôle de froid.

Les mouvements des régions circumpolaires ont dû être nombreux et compliqués. Ainsi, sur les côtes sud et sud-est de la Terre de Baffin, des plages soulevées, avec restes de coquilles d'espèces vivantes, font ressortir une émersion récente dont l'amplitude aurait atteint de 80 à 90 mètres. L'inégale condition des surfaces, quant au degré d'altération, plaide aussi en faveur de mouvements différentiels. Les fjords de Big Island et du Cumberland Sound laissent voir, à 1 mètre 50 ou 3 mètres au-dessus de la haute mer, des plages d'émersion si récente qu'aucune végétation n'a encore pu s'y installer[2].

Spitzberg. Novaïa Zemlia. Terre François-Joseph. — Le Spitzberg confirme ce que laissaient entrevoir les terres septentrionales de l'Amérique. La part qu'y prennent les sédiments marins, non

1. *Journal of Geology*, Chicago, 1895, p. 878. — 2. Thomas Watson, *Journal of Geology*, V, n° 1.

seulement primaires, mais secondaires et même tertiaires, plaide en faveur d'une mer polaire de tout temps indiquée, peut-être avec îlots archéens. D'autre part ce pays est un plateau, disloqué par des failles, et ne laisse pas voir de couches plissées[1].

Au contraire, Novaïa Zemlia est une terre nettement plissée, qui représente le prolongement de l'Oural.

La plus septentrionale des terres arctiques, l'archipel de François-Joseph, est surtout constituée par une nappe de basalte à gros grain ou dolérite, aujourd'hui morcelée, et où la structure columnaire est parfois bien développée. Tout à fait dans le sud, au Cap Flora, le basalte recouvre des schistes sédimentaires, où des fossiles marins d'âge jurassique alternent avec des débris végétaux indiquant à peu près le même âge. Ainsi, aux temps secondaires, cette région ne devait pas être bien éloignée d'un rivage.

Islande. — L'Islande ne montre au jour que des terrains volcaniques. Mais à la base se trouvent des tufs à lignites tertiaires, de formation continentale. Par là, comme par sa situation sur un socle sous-marin bien accusé, qui la relie, d'un côté au Groenland, de l'autre, par les îles Feroë[2], à l'Écosse, l'Islande se révèle comme un reste du pont qui unissait autrefois tous ces parages en fermant l'Atlantique au nord. C'est la rupture récente de cet obstacle qui a déterminé les abondants épanchements volcaniques dont l'Islande, les Feroë et Rockall portent le témoignage, et qui impriment au paysage de ces îles une physionomie si caractéristique. Cette physionomie est particulièrement originale en Islande, où les volcans actifs, les solfatares et les *déserts de laves* coexistent avec d'immenses champs de nevés.

Parmi ces derniers, le plus grand est celui du Vatna-Jökull, qui couvre de sept à huit mille kilomètres carrés. Il se trouve tout à côté du volcan actif de l'Hécla, et dissimule sous sa masse d'autres orifices éruptifs, qui parfois se révèlent par des fontes de neiges subites.

Les tremblements de terre islandais sont accompagnés par la formation de crevasses, avec effondrements et mouvements inégaux des compartiments en contact. Le seul défaut d'équilibre d'un massif de laves souvent refondues à l'intérieur peut suffire à expliquer ces dislocations. Nulle part les émissions par fissures ne sont aussi étendues, témoin la crevasse du Laki, par où sont sortis, en 1783, environ 30 kilomètres cubes de lave, c'est-à-dire

1. Suess, *Antlitz der Erde*, II, p. 86. — 2. On tend à faire prévaloir aujourd'hui l'orthographe *Fär-Öer*.

l'épanchement le plus considérable que l'histoire ait jamais enregistré.

Une des particularités de l'Islande est le promontoire sous-marin, extraordinairement étroit et rectiligne, qui prolonge au loin la péninsule de Reykjavik.

Terres antarctiques. — On ne sait presque rien des terres antarctiques. C'est tout récemment qu'un navire baleinier a pu constater que la Terre de Graham se résolvait en îles volcaniques avec cônes actifs. Plus récemment encore, le voyage de l'*Antarctis* a montré que, si l'île de Possession est volcanique, le cap Adare, situé en face sur la terre de Victoria, dont la hauteur dépasse 3000 mètres, doit être de tout autre nature, car on en a rapporté un échantillon de roche de la famille granitique[1]; et M. John Murray a depuis longtemps fait observer que la nature des cailloux, ramenés par la drague du fond des régions antarctiques, ne peut s'expliquer que par l'existence d'une terre polaire ancienne, d'où ils auraient été entraînés par les glaces. Les probabilités sont donc en faveur d'une *Antarctide*, au bord jalonné par des formations éruptives et des volcans actifs, comme l'Erebus et le Terror, autrefois entrevus par Ross.

Cette saillie australe, faisant pendant à la dépression marine du pôle arctique, accuserait le genre particulier de symétrie de l'écorce terrestre, caractérisé par les oppositions diamétrales des creux aux saillies. Elle correspondrait à la réunion, en une seule protubérance, des trois arêtes saillantes de l'Amérique du Sud, de l'Afrique australe et de l'Australie, venant, après une longue immersion, sortir ensemble au pôle antarctique, grâce à une courbure moindre que celle du sphéroïde océanique.

1. Borchgrewinck, *Congrès géographique de Londres*.

VINGT-NEUVIÈME LEÇON

LES OCÉANS

Caractères généraux des océans. — La science des océans ou *Océanographie* forme aujourd'hui une branche importante et presque indépendante de la géographie physique [1]. Il ne saurait être ici question d'en exposer même les principes généraux. Mais pour compléter les détails que nous avons donnés sur les plus grandes unités géographiques, il convient d'envisager très brièvement les caractères des aires océaniques.

Nous rappellerons d'abord ce que nous avons dit en commençant [2] : à savoir qu'au point de vue morphologique, les océans se composent, comme les continents, de compartiments d'inégal relief. Seulement les pentes y sont généralement continues, aucun modelé superficiel n'étant venu y creuser des sillons. Seules les accumulations volcaniques et les dépôts sédimentaires ont pu modifier, par des additions locales, le relief résultant des déformations provoquées par les causes internes.

On examinera plus loin l'allure de ces déformations, telle qu'elle résulte des dernières recherches sous-marines. Pour demeurer ici dans les généralités, nous dirons quelques mots des mouvements dont la masse océanique est le siège, et qui ont tant d'importance pour la distribution des conditions thermiques sur le globe.

Courants marins. — Il est aujourd'hui démontré que la cause la plus puissante pour la formation des courants marins est l'action des vents de direction constante. On a calculé que de tels vents, soufflant avec la force moyenne des alizés, seraient, au bout de 100 000 ans, capables de mettre en mouvement, par entraînement des couches successives, une tranche d'eau de plus de

1. Voir à ce sujet les publications de M. Thoulet. — 2. Voir plus haut, pp. 16, 18.

4000 mètres de profondeur. Mais cette absolue invariabilité n'est jamais réalisée et, en fait, les courants équatoriaux engendrés par les alizés, c'est-à-dire ceux des vents qui ont le plus de constance, ont rarement plus de cent brasses (183 mètres) de profondeur. Après eux viennent les courants produits par les vents d'ouest qui soufflent dans les hautes latitudes des deux hémisphères.

L'influence de ces deux sortes de courants serait peu considérable si, en venant choquer les continents, ils n'éprouvaient une déviation qui les presse contre un rivage, les concentre, et leur fait acquérir une force particulière. Telle est la vraie cause de la formation des deux principaux courants de l'hémisphère boréal, le Gulf Stream de l'Atlantique et le Kouro-Shio de la côte japonaise.

Dans la Mer Rouge, pendant une moitié de l'année, le vent souffle du nord, causant un courant dirigé vers Aden, et un abaissement général du niveau d'environ 0 m. 60. Pendant l'autre semestre, l'extrémité méridionale de la mer est balayée par un vent de sud-est et le niveau s'y relève.

Les recherches de M. John Murray sur les lochs d'Écosse ont montré que le vent, qui souffle sur un rivage lacustre, chasse devant lui l'eau de la surface, laquelle est remplacée par l'ascension de l'eau du fond. De la même manière, l'alizé qui souffle sur les côtes orientales des grands océans appelle l'eau du fond, toujours plus froide. C'est ainsi que les côtes en question sont presque toujours exemptes de coraux, tandis que ceux-ci prospèrent sur les côtes occidentales, contre lesquelles affluent les courants équatoriaux.

On le voit bien en Afrique, où les coraux prospèrent sur la côte de l'est, depuis le fond de la Mer Rouge jusqu'à Port-Natal; tandis que, du côté atlantique, ils sont limités entre le 3e degré de latitude S. et le 10e degré nord. Le fait est encore plus frappant le long de l'Amérique du Sud, où la côte occidentale ne laisse pas voir un seul récif de corail sur la partie comprise entre la Terre de Feu et le 1er parallèle de lat. N., tandis que, le long du Brésil, les récifs se poursuivent jusqu'au tropique.

Action des différences de température. — On attribuait autrefois une grande importance aux différences de température et par conséquent de densité, comme cause de courants marins de surface. Mais, comparée à l'effet des vents, cette source peut être regardée comme insignifiante. On en a la preuve dans la Mer Noire. Bien que l'eau de surface de cette mer soit presque douce, tandis que la densité de la Méditerranée au fond est de 1,027, un courant

de surface de 5 à 6 kilomètres par heure passe constamment de la Mer Noire, par le Bosphore, dans la mer de Marmara, et cela parce que le vent de nord-est prédomine dans cette région. Quand le calme prévaut, le courant se ralentit[1].

Les différences de température ne se traduisent que par une très lente circulation profonde, et plus encore en provoquant des ascensions de l'eau du fond. Cette circulation est à peine perceptible dans les grandes profondeurs. En effet, les fosses abyssales fermées ont toujours, sur leur fond, une température notablement supérieure à celle de la couche d'eau baignant la même isobathe à l'extérieur du seuil qui ferme la fosse. Cette température est celle même du seuil. Le moindre courant qui viendrait à le franchir devrait troubler cet équilibre, ce qui n'a pas lieu[2].

Forme du fond de l'Atlantique. — L'océan Atlantique se divise naturellement en trois parties : l'une, alignée du nord-est au sud-ouest, et ayant pour axe la ligne qui joint l'Islande aux Açores; la seconde, à angle droit sur la première, et dont l'axe va des Bermudes aux îlots de Saint-Paul et de l'Ascension; la troisième, commençant à l'équateur, à partir duquel la ligne médiane se dirige suivant le méridien, en joignant l'île de l'Ascension à celle de Tristan d'Acunha.

Si, à n'envisager que la surface, l'Atlantique septentrional semble se prolonger jusqu'au Spitzberg et même au delà, en réalité il convient de l'arrêter à la hauteur de l'Islande : car, de cette île au Groenland, d'une part, et à l'Écosse, de l'autre, règne un seuil continu, sur lequel l'épaisseur de la nappe d'eau n'est jamais supérieure à 450 ou 500 mètres, sauf en un seul point situé sur le seuil Wyville-Thomson, entre les îles Feroë et les Hébrides, où la sonde descend un moment à 649 mètres[3]. Comme, de part et d'autre de ce seuil, on arrive très vite à des profondeurs de plus d'un kilomètre, on peut le regarder comme mettant fin à l'Atlantique proprement dit pour inaugurer le régime de l'océan Arctique, avec la profonde fosse centrale dont les sondages du Fram ont révélé l'existence.

Le caractère fondamental de l'Atlantique consiste en ce que, bien loin d'atteindre ses plus grandes profondeurs suivant la ligne axiale brisée qui vient d'être définie, c'est au contraire sur ce parcours que la nappe d'eau est le moins épaisse.

1. Wharton, *Discours à l'association britannique à Oxford*, 1894. — 2. Wharton, *loc. cit.* — 3. Ces chiffres sont ceux de l'atlas physique de Berghaus, section *hydrographie*.

Ainsi, de l'Islande au tropique se poursuit un plateau sous-marin d'une largeur moyenne de 1000 kilomètres, qui ne porte jamais 4000 mètres d'eau, et sur lequel, parfois, le terrain s'approche jusqu'à 1100 mètres de la surface, la profondeur moyenne y demeurant d'environ 2000 (sans compter les Açores, qui appartiennent à cette traînée). Pour être plus morcelés, les fonds de moins de 4 kilomètres dessinent pourtant une série assez nette dans l'Atlantique moyen, et c'est par une longue croupe d'environ 800 kilomètres de largeur que se trahit l'axe de l'Atlantique austral; cette croupe, où la profondeur n'atteint pas 4000 mètres, étant bordée à droite et à gauche par deux larges sillons, l'un africain, avec des fonds de 5500 à 5900 mètres, l'autre brésilien, où la sonde descend parfois au delà de 6000.

Partout donc l'Atlantique est coordonné autour d'un axe de symétrie en dos d'âne submergé. Et ce qui rehausse la valeur de cet axe, c'est la série des volcans, actifs ou éteints, qui le jalonnent constamment; alors que, sur les rivages mêmes de l'Océan, en dehors des Antilles et des Canaries (qui d'ailleurs appartiennent à la traînée méditerranéenne) et des volcans de la Guinée, toute manifestation de ce genre fait absolument défaut.

Fosses abyssales. — La distribution des fosses abyssales dans l'Atlantique est aussi fort intéressante à étudier.

La partie orientale de l'Océan n'en contient que deux, l'une et l'autre d'étendue très limitée : la première, de 6300 mètres de profondeur au maximum, se trouve entre les Açores et les îles du Cap Vert. La seconde, de 8000 mètres, est un trou qui s'ouvre à un millier de kilomètres des îles du Cap Vert, dans la direction de la Guyane.

Dans le sillon occidental, la profondeur de 6 kilomètres est dépassée, d'abord au large de la Nouvelle-Écosse; puis dans la grande fosse, d'environ 1000 kilomètres sur 800, qui se colle aux Antilles, tout contre les îles Vierges. Cette fosse présente un maximum de 8341 mètres juste à son angle sud-ouest, dans une sorte de sillon qui s'en détache à la rencontre de la Jamaïque, et trouve son prolongement immédiat par la fosse de Bartlett (6300 m.) dans la mer des Antilles.

A cela il faut ajouter un sillon d'environ 9 degrés de longitude, qui vient partager en deux l'angle que forment les croupes médianes de l'Atlantique tropical et de l'Atlantique méridional, et dont l'extrémité voisine du point de brisure est profonde de 7400 mètres, tandis qu'au milieu de la fosse on mesure 6300.

Comme si cet accident, grossièrement parallèle à la côte du Brésil, jalonnait une dislocation transversale en rapport avec le changement de direction que subit l'axe de l'Océan à partir de l'équateur. Enfin une petite fosse de 6000 mètres a encore été constatée sous le 20e parallèle, à moitié chemin entre l'île de la Trinité et le dos d'âne médian de l'Atlantique.

En résumé, les plus grandes profondeurs de cet océan sont concentrées dans sa partie occidentale, et plus spécialement dans la région boréale, entre le méridien de Terre-Neuve et les Antilles.

Caractères des rivages atlantiques. — Aux caractères qui viennent d'être signalés, il en faut ajouter d'autres non moins nets : c'est d'abord le contour extraordinairement peu découpé des côtes de l'Atlantique, abstraction faite des Antilles, et l'absence, partout ailleurs que dans cette région, de chaînes d'îles en avant du littoral. C'est ensuite le manque presque complet, sur les rivages, de chaînes de montagnes parallèles à la côte. Même là où il semble s'en présenter, comme dans les Appalaches et la chaîne côtière du Brésil méridional, on peut s'assurer qu'il s'agit, en réalité, de plateaux ou de pénéplaines, relevés vers l'océan par un mouvement de bascule, et où l'érosion, faisant revivre des plis de très ancienne date, a créé des lignes de hauteurs sur une surface antérieurement aplanie; lignes de hauteur qui, d'ailleurs, tournent le dos à la mer au lieu de lui faire face.

M. Suess[1] a été le premier à signaler, avec une grande force, cette indépendance entre le tracé des rivages et la structure du continent qui, sauf la région des Antilles, est la règle pour toute la côte occidentale de l'Atlantique. Cette règle ne s'applique pas avec moins de netteté à la côte orientale, si l'on excepte seulement une partie des Pyrénées cantabriques. La seule véritable chaîne de montagnes de l'Afrique, celle de l'Atlas, est coupée transversalement par le rivage en face des Canaries. L'Écosse, la Bretagne, le Portugal, abondent en exemples de lignes de côtes venant trancher à angle droit les directions structurales. Dans le nord de l'Écosse, les grandes fractures rectilignes, orientées au nord-est, traversent toute la contrée de la mer du Nord à l'Atlantique, et les indentations des côtes révèlent des dislocations de même allure.

Aire de drainage de l'Atlantique. — C'est encore une circonstance très digne de remarque que le contraste entre la superficie relativement faible de l'Atlantique et la grandeur du territoire

1. *La Face de la Terre*, trad. française, I, p. 7.

tributaire de cet océan. Pour 80 millions de kilomètres carrés, alors que le Pacifique en compte plus du double, l'Atlantique absorbe à son profit le drainage de la moitié de la terre ferme. M. Penck lui attribue en effet 51 p. 100 de la surface continentale, le Pacifique et l'océan Indien réunis n'en ayant que 27 p. 100, tandis que 22 p. 100 appartiennent aux territoires privés d'écoulement maritime.

Cette supériorité de l'Atlantique tient à ce que les Andes méridionales sont littéralement collées contre le Pacifique. De plus, celles du nord, là où elles sont le plus dilatées, s'accidentent de bassins fermés qui diminuent l'étendue des régions drainées par le Grand Océan. Au contraire, la direction des montagnes européennes est telle que les cours d'eau parviennent sans difficulté à l'Atlantique, soit par la Méditerranée, soit par les mers du nord. Cet océan était donc prédestiné, non seulement par sa moindre largeur, mais par la disposition des réseaux hydrographiques, à faciliter les échanges entre les deux mondes auxquels il sert de réservoir commun.

Ilots atlantiques. — Quelques îlots méritent d'attirer l'attention dans l'Atlantique boréal. Le premier est celui de Rockall, situé à 300 kilomètres au large des Hébrides. C'est un rocher d'environ 21 mètres de haut, et de 100 mètres de circonférence, qui surgit au-dessus d'un banc, de 160 kilomètres du nord au sud, et 80 de l'est à l'ouest, sur lequel la profondeur de l'eau est inférieure à 180 mètres. La drague y recueille en abondance des coquilles de peignes et autres mollusques ayant appartenu à des animaux morts depuis longtemps, et qui n'auraient pas pu vivre à cette profondeur. Cette portion de l'Atlantique serait donc en voie de submersion. La roche de l'îlot est une sorte de porphyre granitoïde, à quartz, feldspath et augite. Il paraît y avoir du basalte sur le banc sous-marin[1].

Le second îlot ou groupe d'îlots est celui des Bermudes. On peut dire que ces îles reposent sur un véritable pic sous-marin, dont le sommet porte rarement plus de 15 à 20 mètres d'eau, et dont les flancs sont si raides, qu'à 13 ou 15 kilomètres du bord de la plateforme d'où émergent les îles, la profondeur devient de tous côtés de 2200 à 2500 mètres. C'est, suivant toute vraisemblance, un cône volcanique, dont le sommet tronqué a servi d'appui à des constructions coralliennes[2].

1. Voir *Transactions of the Royal Irish Academy*, XXXI (août 1897). — 2 Tarr, *American Geologist*, XIX (1897).

On y voit une dune calcaire, consolidée en couches inclinées, reposer sur un ancien conglomérat de rivage, à nombreuses coquilles d'espèces vivantes, qui lui-même a pour base une roche corallienne compacte et dure. Des cavernes avec stalagmites s'y rencontrent, à un niveau inférieur à celui de la mer, et des lits de tourbe, avec bois de cèdre, ont été trouvés à 12 ou 15 mètres au-dessous de zéro. Ces diverses formations portent témoignage des vicissitudes que le socle des Bermudes a traversées et qui, depuis la fin des temps tertiaires, en ont plus d'une fois modifié l'altitude.

Quant aux Açores, elles ne sont pas exclusivement volcaniques et on y observe des traces de dépôts marins d'âge miocène, avec formes organiques alliées à la fois aux Antilles et à la Méditerranée : observation de grande importance, parce qu'elle permet de soupçonner, dans ces îles, le dernier reste d'une traînée qui, à l'époque tertiaire, fermait l'Atlantique au nord, en établissant une communication entre les Antilles et l'Europe méridionale. Le fait que les Açores ne contiennent, dans leur faune terrestre et leur flore actuelles, rien qui n'ait pu être apporté d'Europe par diverses causes, ne saurait être invoqué contre cette conclusion; car l'ancienne terre des Açores a pu subir une submersion momentanée, après quoi les forces orogéniques l'auraient fait surgir de nouveau, mais cette fois avec l'obligation d'emprunter au dehors toute sa population organique.

Non loin du prolongement de la ligne qui joint les îles Féroë à Rockall se trouve, par 49° de lat. N., le rocher sous-marin de Faraday, immergé par 1100 mètres d'eau, et dont la pente méridionale est d'une raideur extraordinaire, variant entre 19 et 35 degrés.

Gulf-Stream. — Par suite du transport vers le nord que subit la zone chaude de l'hémisphère méridional, une partie du courant est-ouest produit par l'alizé austral vient s'ajouter à tout le courant boréal qui heurte les Antilles. Il en résulte une augmentation de la quantité d'eau qui, traversant cet archipel, vient s'accumuler dans le Golfe du Mexique.

Cette accumulation, comme on sait, détermine le puissant courant du Gulf-Stream. Mais ce dernier n'a pas, dès sa sortie par le détroit de Bahama, la force et la chaleur qu'il acquiert plus loin. Cela tient à ce que, au delà du détroit, il est heurté par la portion du courant d'alizé qui n'est pas entrée dans la mer des Antilles. Comme, d'autre part, le Gulf-Stream est pressé sur sa rive gauche par le courant froid qui longe la côte américaine; comme, en

outre, l'alizé qui souffle à sa surface y active l'évaporation, on conçoit que ces circonstances réunies contribuent à accroître sa vitesse et sa température. Avec une largeur de 55 kilomètres et une profondeur de 800 mètres, il se meut à raison de 134 kilomètres par jour, et cette vitesse croît par moments jusqu'à 220 kilomètres. Son débit est ainsi de près de 90 millions de tonnes par seconde.

Grâce à cette bienfaisante influence, l'isotherme de 10° C., pour la température de la surface de la mer, touche dans l'axe de l'Atlantique le 60e degré de latitude, alors que, dans l'hémisphère austral, la courbe correspondante ne va nulle part au delà du 46e parallèle.

C'est à la hauteur du cap Cod, devant l'île de Nantucket, par 42 degrés environ de latitude nord, que l'extrémité du Gulf-Stream, se ramifiant en plusieurs bras, entre en conflit avec le courant froid du Labrador[1]. Suivant les saisons et les années, comme aussi selon la direction du vent, la nappe d'eau chaude est plus ou moins profonde et plus ou moins rapprochée de la côte, influant sur les conditions vitales des animaux marins à la surface du socle continental immergé. Tandis que les vents d'été, soufflant du sud-est, repoussent le courant chaud contre la côte, les vents d'hiver ou du nord-ouest l'en écartent. D'autre part, les déplacements de l'éventail d'eau tiède à la surface, et la rencontre de ses branches avec des glaces flottantes, sont le principe de tempêtes destinées à traverser l'océan.

Les courants froids qui descendent des rivages du Labrador ne sont pas seulement des courants de surface. Ils passent par endroits sous les courants chauds superficiels de sens contraire. Un exemple remarquable est fourni par le trajet que suivent, à l'est du grand banc de Terre-Neuve, certains *ice-bergs* apportés par le courant de la baie de Baffin. On les voit poursuivre leur course au sud, malgré la direction nord-est du Gulf-Stream, et cela parce que leur base, souvent immergée sur 200 mètres, est exclusivement sous l'influence du courant froid inférieur[2].

Influence des seuils. — La distribution de la température, sur le fond de l'Atlantique, subit d'une façon très remarquable l'influence de la croupe médiane qui surgit partout dans l'axe de cet océan.

Grâce à cette croupe, l'aire de maximum de froid (de zéro à six dixièmes de degré au-dessous de zéro) qui règne au large de l'embouchure de la Plata, ne parvient pas à faire sentir son

1. Voir W. Libbey, *Report of the sixth intern. geograph. Congress*, 1895. — 2. Wharton, *Discours à l'Association britannique à Oxford*, 1894.

influence dans la partie orientale de l'Atlantique. L'aire de 0° à + 1° qui l'entoure se recourbe au nord-ouest après avoir atteint l'équateur et vient finir un peu avant l'embouchure de l'Orénoque; tandis que, dans la fosse orientale de l'Atlantique boréal, pas un seul point du fond n'est à une température inférieure à + 1°, l'influence des mers arctiques étant complètement annihilée par le seuil islandais.

Ce seuil exerce un autre effet très caractéristique : l'eau relativement tiède du Gulf-Stream s'accumule contre cette barrière en descendant jusqu'au fond, si bien que là règne une température de 3 à 4 degrés, partout ailleurs inconnue, sauf au voisinage des côtes.

Rivages du Pacifique. — A l'encontre de l'Atlantique, le Pacifique est une dépression essentiellement structurale, où la direction des rivages est toujours d'accord avec celle des dislocations voisines. Cela est vrai depuis Java (et même depuis Chittagong, à l'extrémité du Golfe du Bengale), tout le long de la côte asiatique, en passant par le Japon et les Kouriles, puis à l'est, par les îles Aléoutiennes jusqu'à l'Alaska. Mais la relation est bien plus évidente encore sur le rivage oriental de l'océan, marqué depuis l'Alaska par les chaînes côtières jusqu'au sud de la Californie, puis par la Sierra Madre occidentale du Mexique, enfin, après la région de l'Amérique centrale, reliée dans sa structure aux Antilles, par la longue Cordillère qui reste si étroitement soudée à la côte jusqu'à la Terre de Feu.

Malgré cette similitude générale, il n'en existe pas moins une remarquable opposition entre les deux bords du Pacifique.

Sur le bord oriental, une chaîne ininterrompue de hautes montagnes se dresse tout contre les deux Amériques, ne laissant jamais aucun intervalle appréciable entre elle et le rivage. Sur le bord septentrional et occidental, dès l'Alaska, on voit se poursuivre une série d'îles nettement alignées, sommets de chaînes de montagnes de très notable relief, mais en majeure partie submergées. Toutes, comme l'a fait observer M. Suess, dessinent des arcs *convexes vers le Pacifique*, et sont d'ailleurs séparées du continent par des fosses assez profondes.

Ainsi l'arc des Aléoutiennes va se souder avec le milieu du Kamtchatka, laissant en arrière la fosse de Bering atteindre des profondeurs de 2 à 4 kilomètres, tandis que le détroit du même nom est barré par un seuil qui ne descend pas au-dessous de 52 mètres. Ensuite vient l'arc des Kouriles à Yesso, puis l'arc japonais; celui

des Liou-Kiou; l'arc des Philippines, isolant la mer de Chine ainsi que les fosses profondes de Soulou et de Célèbes.

Au delà on voit se poursuivre, à l'extérieur du continent si compact de l'Australie, l'arc de la Nouvelle-Guinée, où les montagnes, à moins d'un degré de l'équateur, portent des neiges éternelles, le Mont Stanley y dépassant 4000 mètres. Viennent ensuite la Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande, qui laissent une fosse

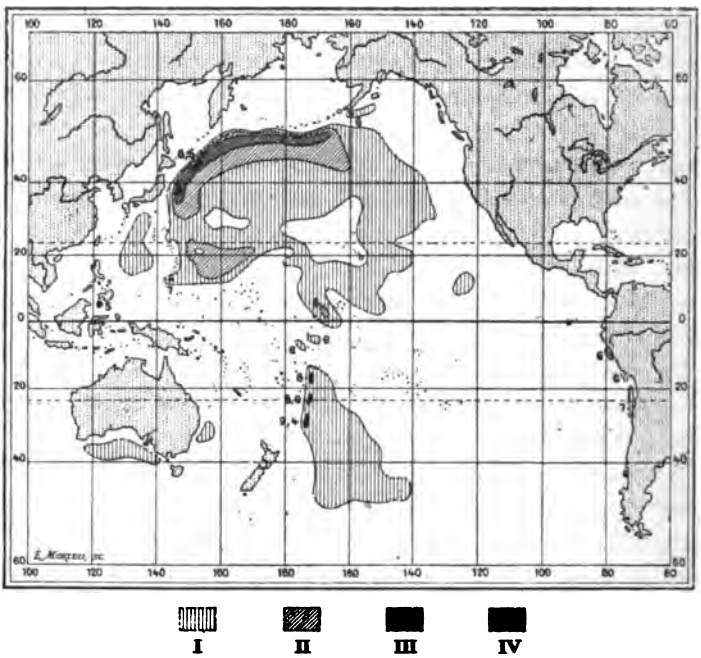

Fig. 162. — Répartition des grandes profondeurs dans le Pacifique, d'après les derniers documents. — I, Fonds de 5000 à 6000 mètres; II, fonds de 6000 à 7000; III, fonds de 7000 à 8000 IV, fonds de plus de 8000 mètres.

de 4 à 5 kilomètres de profondeur se dessiner entre elles et l'Australie.

Profondeurs du Grand Océan. — La bande comprise entre le 160e et le 140e méridien à l'ouest de Greenwich divise assez nettement l'océan Pacifique (fig. 162) en deux moitiés, dont celle de l'est, bien qu'*abyssale* sur presque toute son étendue, puisque la profondeur moyenne y dépasse 4 kilomètres, ne contient pas de fonds de plus de 5000 mètres (sauf une petite fosse entre les Iles Sandwich et les Galapagos, ainsi que deux fosses linéaires et très limitées devant Callao et Coquimbo).

La moyenne des coups de sonde donnés par le navire italien

Vettor Pisani, entre le Pérou et les îles Sandwich, assigne à cette partie du Pacifique une profondeur de 4569 mètres. Ce n'est qu'à l'ouest des Galapagos que le fond s'élève à moins de 4 kilomètres de la surface, et en un seul point la sonde est descendue au-dessous de 5000 mètres. Il est remarquable que le chiffre de 4569 coïncide presque exactement avec celui de 4691, obtenu par un calcul fondé sur la vitesse de propagation d'un tremblement de terre entre Arica et Hawaii.

Dans toute la partie occidentale du Pacifique, il y a au contraire enchevêtrement des fosses profondes et des bancs servant de base aux îles de la Polynésie. Ainsi les fonds de plus de 6000 mètres forment une fosse arquée, concave vers le sud, qui s'étend de la pointe d'Alaska aux îles Bonin. On les retrouve autour des Mariannes, entre ces îles et les îles Carolines, enfin le long de la ligne si droite qui joint les îles Tonga à l'île Kermadec, et où la sonde est descendue trois fois à plus de 9000 mètres.

Environ la moitié de cette partie occidentale du Pacifique appartient aux fonds de plus de 5 kilomètres.

Signification des formes du Pacifique. — L'extrême profondeur des fosses situées entre le continent asiatique et les chaînes d'îles extérieures indique avec certitude des effondrements. D'autre part, l'absence presque générale de terrains marins secondaires et tertiaires sur la côte d'Asie donne à penser que la vraie limite du continent coïncide avec les chaînes d'îles. On est donc porté à penser qu'il y a eu, à une époque récente, deux mouvements concomitants, l'un qui dressait contre l'ancienne frontière continentale des bourrelets plissés, dont les sommets seuls émergent; l'autre qui faisait effondrer une partie du territoire situé en arrière des bourrelets. Ceux-ci d'ailleurs ont une importance absolue considérable; car celui des Kouriles et du Japon part directement du pied du versant septentrional de la grande fosse marine, où l'on sait que la sonde descend à 8500 mètres. C'est donc autant à ajouter à la hauteur propre des montagnes japonaises, si l'on veut avoir la véritable valeur de l'accident survenu, dont l'amplitude est ainsi d'au moins 10 000 mètres.

Toutes les îles qui apparaissent au milieu du Pacifique sont d'origine volcanique et ne peuvent nous renseigner sur la nature du fond. Cependant il est à remarquer qu'elles forment des séries linéaires, où prévaut très généralement la direction du nord-ouest au sud-est. Cette direction est celle de l'axe de l'Atlantique moyen, comme aussi des chaînes occidentales de l'Amérique du Nord.

C'est aussi celle suivant laquelle s'alignent les moindres profondeurs du Pacifique méridional et de l'Atlantique de part et d'autre de la Terre de Feu. Au contraire, la fosse linéaire si remarquable, qui longe à l'est le plateau sous-marin des îles Tonga et Kermadec, affecte la direction nord-nord-est de la côte australienne orientale et de la chaîne des Andes méridionales.

Mouvements du sol dans le Pacifique. — Toutes les traces d'anciens rivages marins, de la période primaire ou des temps secondaires, connues sur la région occidentale du Pacifique, se trouvent situées en arrière (c'est-à-dire au sud) de la chaîne des îles qui va de la Nouvelle-Guinée aux Fidji. Cela donne à penser que les traînées volcaniques et coralliennes, qui précèdent cette chaîne ou qui l'accompagnent, indiqueraient une tentative d'accroissement du domaine continental asiatique (pouvant avoir sa contrepartie dans quelques effondrements intérieurs).

A la vérité, cette partie du Pacifique est habituellement considérée comme une région d'affaissement, et c'est là-dessus que Darwin a basé sa théorie de la formation des récifs, surtout des atolls.

Mais, tout récemment, l'exploration des îles Fidji a donné à M. Agassiz[1] des résultats absolument contraires. Ainsi, à Souva, un récif de 15 mètres de hauteur se trouve à près de 40 mètres au-dessus du niveau de la mer, toute sa base étant formée par une sorte de boue volcanique stratifiée. Sur Vanoua Mbalavou, le massif volcanique central porte des récifs aux parois verticales qui ont été soulevés à 150 et même 180 mètres. Il paraît donc à propos de renoncer, au moins dans sa généralité, à la conception de Darwin. Dans ce cas, les îles en question pourraient représenter une ride montagneuse *en voie de formation*.

Le résultat constaté aux îles Fidji est d'ailleurs singulièrement dépassé par celui que M. Guppy[2] a observé, quelques années auparavant, aux îles Salomon, qui font partie de la même traînée. Là, des boues à ptéropodes, appartenant à la catégorie des dépôts formés sous 500 à 1000 mètres d'eau, se montrent aujourd'hui à près de 100 mètres d'altitude. Les anciens récifs, soulevés jusqu'à 270 mètres, n'ont jamais plus de 45 mètres d'épaisseur, se succédant en terrasses qui marquent les étapes du soulèvement.

Mais ce qui est surtout important, c'est que ces constructions coralliennes ne sont que des placages sur d'anciens noyaux éruptifs ; et ceux-ci sont constitués par des roches basiques très cristal-

1. *Americ. Journ.*, février 1898. — 2. *The Solomon islands*, London, 1887 ; voir aussi *Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh*, XXXII (1885).

lines, dolérites, diabases, gabbros, avec serpentines, et parfois d'apparence gneissique. Ces roches n'ont pu se consolider qu'à une grande profondeur, et leur état dénote une altération prolongée sous une épaisse nappe d'eau.

La rangée à laquelle appartiennent les îles Salomon est donc, par excellence, une région de soulèvement, ce qui justifie l'hypothèse proposée.

Rôle des volcans. — La grande ceinture volcanique, si remarquablement continue, qui entoure le Pacifique, manifeste partout, du moins à l'heure actuelle, la prédominance du caractère explosif. L'émission des laves y est l'exception, et quand elle a lieu, c'est rarement sous la forme de types basiques.

Au contraire, le groupe des îles Sandwich laisse voir une émission de laves basaltiques très fluides, aussi abondante que tranquille, et qui se poursuit depuis un temps immémorial, ayant réussi à faire surgir, au-dessus d'un fond océanique de plus de 5 kilomètres, des montagnes entièrement composées de laves jusqu'à plus de 4000 mètres d'altitude. On dirait qu'il y a eu transport, au voisinage de la fosse des Aléoutiennes et des Kouriles, des grands épanchements basaltiques qui, à l'époque tertiaire, ont joué un si grand rôle dans la région de l'Orégon.

Courants du Pacifique. — Comme l'Atlantique, le Pacifique possède ses deux courants d'alizés, l'un au nord de l'équateur, jusqu'au 20e degré, l'autre empiétant un peu sur l'équateur au nord, pour descendre jusqu'au 10e parallèle de latitude australe.

Tous deux vont heurter les îles de la Polynésie et, ne rencontrant pas d'obstacle insurmontable, s'y ramifient en plusieurs bras. Une partie du courant du nord pénètre entre les Moluques et les Philippines. L'autre contourne ces dernières îles et, réunie à l'eau qui s'est échauffée dans la mer de Chine, vient former, le long du Japon, le courant dit Kouro-Shio, analogue du Gulf-Stream, mais beaucoup moins puissant, parce qu'il n'éprouve ni la même concentration préalable ni la même compression à l'origine.

Océan Indien. — L'Océan Indien comprend deux parties bien distinctes : celle de l'est, ou plutôt du sud-est, où depuis l'Australie jusqu'aux plateaux sous-marins qui portent les îles Mascareignes et les îles Tchagos, la profondeur de l'eau, très peu variable, est comprise entre 4000 et 6000 mètres, la zone des fonds de moins de 4000 étant collée aux îles de la Sonde comme à l'Australie; ensuite la région du nord-ouest, dont la limite moyenne irait de la pointe sud de Madagascar à la pointe nord de Sumatra. Là, les

fonds de moins de 4000 mètres sont nombreux et enchevêtrés, servant de socles à divers groupes d'îles, et enfermant entre eux, presque complètement, des fosses de 5000 mètres. Il semble donc que toute cette région représente les derniers restes d'une terre en majeure partie effondrée, et qui aurait uni autrefois l'Afrique australe à l'Hindoustan ainsi qu'au nord de l'Indochine; car la mer qui s'étend de Ceylan à Sumatra a rarement plus de 3 kilomètres de profondeur.

Depuis le cap de Bonne-Espérance jusqu'au Gange, la disposition des rivages est conforme au type atlantique[1], c'est-à-dire complètement indépendante des directions structurales. Il en est de même pour la côte occidentale de l'Australie; mais, dans l'intervalle, les îles de la Sonde ramènent le type pacifique. On peut dire que ces îles jouent, entre l'Asie et son prolongement australien, un rôle analogue à celui des Antilles entre les deux Amériques.

Dans l'Océan Indien, le courant produit par les alizés vient heurter Madagascar et se partage en deux branches : l'une, septentrionale, qui redescend le long de la côte de Mozambique; l'autre, méridionale qui, réunie à la première, engendre le courant chaud est-ouest du cap des Aiguilles, avec 21° de température. Mais à peine ce dernier a-t-il atteint les parages du cap de Bonne-Espérance, qu'il rencontre le courant opposé, produit par les vents d'ouest qu'engendre la descente des vents alizés, et dont la température n'est que de 7°. Le conflit se traduit par de nombreux ouragans, qui justifient le nom de *cap des Tempêtes*.

Océan Arctique. — La mer arctique mérite d'être comptée au nombre des grandes unités océaniques, depuis que le voyage de Nansen a montré que l'archipel de François-Joseph ne paraissait pas atteindre le 83e degré de latitude, et que le *Fram* n'a rencontré aucune espèce de terre entre les îles de la Nouvelle-Sibérie et l'intersection du 20e méridien E. par le 85e parallèle. On sait aussi, depuis les explorations de M. Peary, que le Groenland septentrional paraît se résoudre en un groupe de terres, morcelé par des fjords, qui se terminerait un peu au delà de 82°.

Le trait dominant de la mer arctique, limitée, comme nous l'avons dit, au seuil qui joint le Groenland et les îles Shetland par l'Islande et les îles Feroë, est l'existence d'une longue et profonde fosse, d'une largeur variable entre 30 et 500 kilomètres, qui se poursuit des îles Feroë à l'ouest du Spitzberg, en passant un peu

1. Suess. *La Face de la Terre*, I, p. 8.

à l'est de Jan Mayen. Au delà du Spitzberg, cette fosse se recourbe légèrement à l'est et continue jusqu'au large des îles de la Nouvelle-Sibérie, où sa limite méridionale est le 79e parallèle[1].

Les profondeurs y sont partout supérieures à 2700 mètres. En plusieurs points, la sonde descend à 3000 et plus. A l'ouest du Spitzberg, par 78°, on a mesuré 4850 mètres et plusieurs des sondages du *Fram*, à l'est de l'archipel François-Joseph, ont donné de 3500 à 3800 mètres.

Ainsi la région arctique, où l'on croyait, il y a peu de temps encore, que la profondeur moyenne ne dépassait guère 300 mètres, est accidentée par un grand sillon, à peu près rectiligne, qui la traverse de part en part et peut être regardé comme actuellement connu sur 3000 kilomètres de longueur. C'est une modification considérable apportée aux vues des anciens géographes, et une preuve nouvelle que la région du pôle boréal est essentiellement déprimée, tandis que celle du pôle austral paraît former une forte protubérance.

Sur l'Océan Arctique, la prédominance marquée des vents d'est imprime à la banquise un déplacement général qui la pousse vers le Groenland, où elle se résout dans le rapide convoi de glaces, collé à la côte orientale, et contre lequel Nansen a eu tant de peine à lutter en 1887, dans ses tentatives de débarquement sur ce rivage.

Distribution des sédiments dans les mers. — Pour que l'étude morphologique du fond des océans nous renseigne efficacement sur les déformations de l'écorce, il faut qu'on puisse faire la part de ce qui, dans les formes océaniques actuelles, revient à la sédimentation. En effet les débris de la terre ferme, sans cesse charriés par les fleuves et étalés par les vagues, viennent s'appliquer sur le fond des mers, dont ils pourraient, à la longue, modifier singulièrement la forme s'ils s'étendaient sur de grandes surfaces.

Heureusement cette influence est extrêmement limitée, comme on peut s'en convaincre à l'inspection de la figure 163, reproduction abrégée de celle que MM. John Murray et A. Renard ont donnée en 1894[2]. Pour 365 millions de kilomètres carrés que comprend la surface des mers, 75 seulement, soit à peu près le cinquième, sont recouverts par des sédiments *terrigènes*, c'est-à-dire empruntés à la terre ferme. De ces 75 millions, 26 appartiennent à la zone de profondeur inférieure à 183 mètres (200 brasses).

1. Voir Bartholomew, *Physical Chart of north polar regions; Geogr. Journal*, IX, n° 6 (1897). — 2. *Carte des sédiments de mer profonde, avec notice explicative*, Bruxelles, 1894.

Mais la proportion apparaît comme bien différente, si l'on fait abstraction de tout ce qui se passe dans les latitudes polaires, au delà du 60e parallèle de chaque hémisphère. On reconnaît alors que, dans ce qui reste, les sédiments terrigènes ne sont sérieusement développés en surface que dans les mers intérieures, telles que la Méditerranée, la Baltique et la mer du Nord, le golfe du Mexique et la mer de Antilles, les mers situées entre l'Asie et sa ceinture de grandes îles, le golfe Arabique et celui du Bengale.

En considérant la partie du Pacifique limitée par la chaîne des Andes, les Aléoutiennes, les Kouriles, le Japon et l'arc polynésien qui se raccorde avec la Nouvelle-Zélande, on peut s'assurer que la frange sédimentaire n'y représente pas sensiblement plus de 8 millions de kilomètres carrés, et cela pour une surface océanique qui en comprend environ 150. C'est-à-dire que le rapport atteint à peine un *dix-huitième*. Pour être plus considérable, en raison des nombreux fleuves qui y débouchent, la proportion relative à l'Atlantique n'en reste pas moins assez basse.

La plus grande partie, de beaucoup, du fond des grands océans, ne reçoit que des dépôts d'origine organique (boues à globigérines, boues à radiolaires) ou de simples dépôts chimiques (argile rouge des abîmes du Pacifique et de la partie orientale de l'Océan Indien). Or ces dépôts se forment avec une lenteur telle, qu'ils ne peuvent apporter que des modifications insignifiantes au relief des grands fonds.

Particularités des sédiments terrigènes. — L'épanouissement que subit, en certains points, la bande des dépôts terrigènes, trahit le plus souvent une submersion relativement récente. Ainsi pour la pointe de l'Amérique du Sud, depuis le 36e parallèle, il est visible qu'il s'agit d'une contrée qui, dans l'origine, s'étendait jusqu'aux îles Malouines, et dont la submersion progressive a déterminé l'étalement, sur une grande surface, de vases terrigènes qui recouvrent aujourd'hui une nappe d'eau de moins de cent brasses. La même conclusion s'applique aux bas-fonds qui entourent Terre-Neuve, comme à la mer du Nord et à la plate-forme sous-marine étalée en avant de la Bretagne, des Iles Britanniques et de l'Islande.

Il n'en est pas de même pour les deux renflements qui portent à plus de 1500 kilomètres la largeur de la zone des sédiments terrigènes de part et d'autre de l'Hindoustan, et cela par des profondeurs de 2000 à 3000 mètres. Il y faut voir le résultat d'un apport exceptionnellement abondant, par des fleuves tels que l'Indus, le

Gange, le Brahmapoutra, l'Iraouaddy, qui descendent directement des plus hautes montagnes du monde, où des pluies d'une intensité

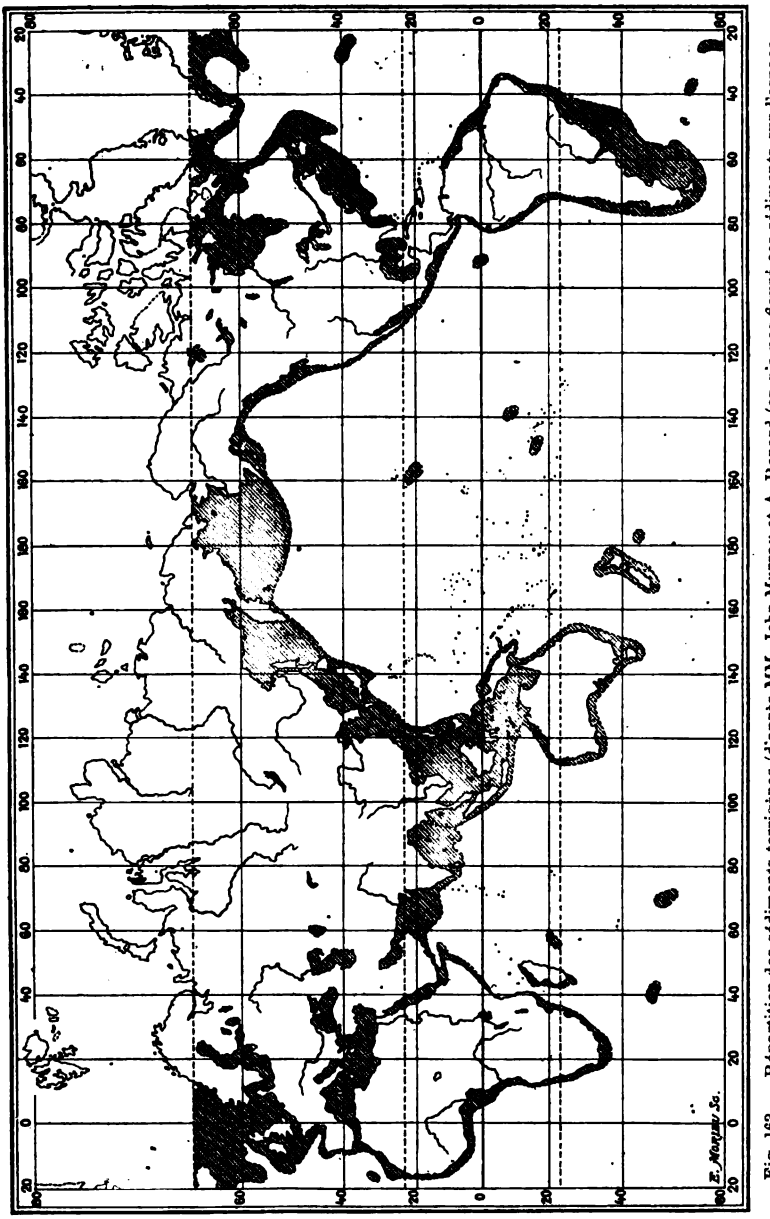

Fig. 163. — Répartition des sédiments terrigènes (d'après MM. John Murray et A. Renard (on n'a pas figuré ces sédiments sur l'espace situé au nord du cercle polaire arctique, espace qu'ils occupent entièrement).

extraordinaire déterminent une érosion plus active qu'ailleurs.

MM. Murray et Renard estiment à 135 millions de kilomètres carrés l'espace occupé par les boues organiques, et à plus de

133 millions celui que couvre l'argile rouge. Cela fait ensemble 268 millions, à répartir sur la surface des trois océans, Atlantique, Pacifique et Indien, laquelle en représente environ 314. Il resterait donc 46 millions, soit 15 p. 100, pour les boues terrigènes de ces trois océans. Rien que les deux nappes entourant l'Hindoustan interviennent pour plus de 4 millions. En les défalquant, la proportion tombe à 14 p. 100.

Les mers intérieures sont (à l'exception de celle des Antilles) entièrement occupées par les sédiments terrigènes; ainsi la mer du Nord, la Baltique, la Méditerranée, la mer Noire, et surtout les mers comprises entre la côte orientale de l'Asie, la chaîne des grandes îles extérieures et l'Australie. C'est à cette expansion, générale et très marquée pour les rivages asiatiques, que la zone des dépôts terrigènes doit d'occuper, dans l'ensemble, cette superficie de 15 p. 100 dont il vient d'être question à propos des trois grands océans. Si, dans le Pacifique, on s'arrêtait à la chaîne des grandes îles, le ruban terrigène deviendrait presque négligeable relativement à la surface totale de cet océan.

TRENTIÈME LEÇON

DE LA CLASSIFICATION DES MONTAGNES

Difficultés du sujet. — La géographie physique ayant pour objet l'analyse rationnelle des formes de la surface terrestre, il peut sembler qu'un cours sur la matière comporte nécessairement un essai de classification des montagnes. Plusieurs auteurs en ont jugé ainsi, et se sont efforcés d'établir, pour ces accidents comme, du reste, pour toutes les formes géographiques, dépressions, lacs, plaines, rivières, etc., des catégories naturelles, encadrées dans une nomenclature systématique, qui tînt compte à la fois de l'aspect des formes et des conditions de leur genèse.

On a pu remarquer, dans le cours de ces *Leçons*, que nous avons cherché à nous montrer sobre en fait de classifications. Les tableaux où l'on essaie parfois de ranger, en une suite de colonnes et d'accolades, des groupes de formes, désignées chacune par un nom approprié, nous ont toujours paru offrir une précision plus apparente que réelle. Loin de voir un progrès dans le rapide enrichissement de la nomenclature, nous croyons que la création de noms nouveaux, lorsqu'elle ne répond pas à une idée vraiment et entièrement nouvelle, est plutôt un danger, dans une science encore à ses débuts, et où la complication du problème commence à peine à être nettement entrevue.

Il sera facile de justifier cette défiance par quelques exemples. Mais tout d'abord établissons ce qu'on doit entendre par le mot de *montagne*.

Définition des montagnes. — Le *Dictionnaire de l'Académie* définit très justement ce mot : *Grande masse de terre ou de roche fort élevée au-dessus du terrain qui l'environne.* Très justement aussi, le même dictionnaire ne fait aucune différence spécifique entre une

montagne et une colline, appelant cette dernière : *Petite montagne qui s'élève en pente douce au-dessus de la plaine.* Il semble donc qu'une notion aussi simple doive être partout acceptée sans contradiction. Cependant il est des auteurs qui, exagérant, à notre sens, l'intervention des considérations génétiques, seraient disposés à qualifier de montagnes certaines structures aujourd'hui aplanies.

Ainsi M. Ralph Tarr [1], après avoir rappelé que le progrès de l'érosion a fini par transformer en pénéplaines quelques parties de l'ancienne région plissée des Appalaches, ajoute : « Au sens structural, et par conséquent dans la pratique géographique, ces chaînes aplanies doivent toujours s'appeler des montagnes, bien qu'elles ne possèdent plus les traits que nous avons coutume d'associer à l'idée de ce genre de formes ».

Nous ne saurions souscrire à cette manière de voir. Si le point de vue génétique ne doit jamais être négligé dans la considération des accidents du relief, c'est à la condition que l'aspect géographique garde le premier rang. Assurément il est bon que la géologie apprenne au géographe à ne pas confondre deux plateaux, dont l'un se termine, comme la Beauce, par une plate-forme résistante horizontale, tandis que l'autre, comme l'Ardenne, est le résultat de l'aplanissement d'une chaîne de montagnes réduite à ses racines. Mais l'un et l'autre n'en sont pas moins des plateaux et doivent être envisagés comme tels.

Autrement il en faudrait venir à cette singulière contradiction, d'appeler *vallées* certaines rides de la Pennsylvanie qui dominent tout le pays environnant, sous le prétexte qu'elles correspondent à d'anciens synclinaux, que leur dureté et leur situation relativement au niveau de base ont préservés de l'érosion, tandis que les anticlinaux voisins étaient débités et leur support profondément affouillé [2]. De la même façon, il faudrait considérer comme des montagnes les longs bourrelets, parfois immergés sous 4000 mètres d'eau, qui accidentent le fond des grands océans.

La condition essentielle pour qu'un élément du relief terrestre mérite le nom de *montagne* est qu'il appartienne à la terre ferme et qu'ensuite il domine sensiblement le terrain d'alentour, de façon à infliger, à qui veut en atteindre la cime, un travail appréciable d'ascension ou *montée*.

La qualification doit donc être réservée aux éminences telles, que pour parvenir à leur sommet, il faille *monter dans toutes les direc-*

1. *Bull. Americ. Geogr. Society*, XXIX, 16. — 2. Voir fig. 75, p. 161.

tions, cette ascension pouvant d'ailleurs être très inégale dans les divers azimuts. Mais un promontoire d'une falaise, continentale ou maritime, s'il est relié sans interruption, même par un isthme très étroit, au couronnement horizontal du corps de la falaise, n'est pas une montagne. Il ne le devient que quand l'érosion a rompu cette liaison, en créant au moins un col entre la falaise et son poste avancé.

Aperçu des montagnes françaises : Pyrénées, Jura, Cévennes, Vosges. — Un rapide coup d'œil, jeté seulement sur le territoire français, même en laissant de côté les Alpes, va suffire à nous montrer combien est grande la variété des types orographiques.

Les Pyrénées se dressent au sud de l'Aquitaine, comme une haute muraille, à la crête peu déchiquetée, tombant d'un seul jet, sans gradins intermédiaires, vers la plaine, et ne se laissant traverser par aucune vallée. Les contreforts qui s'en détachent du côté français sont généralement courts, et il en est peu qui portent des cimes principales, comme le Pic du Midi de Bigorre. Mais les contreforts espagnols sont sensiblement plus longs, plus importants et plus sinueux. Si donc il y a bien une chaîne simple avec ligne axiale culminante, cette chaîne est loin d'avoir ses deux flancs symétriques.

Vu de la plaine suisse, le Jura se présente aussi comme une haute muraille, mais dépourvue de contreforts, à crête bien moins déchiquetée et très uniforme dans son aspect. Seulement, en arrière de cette muraille apparaissent de nombreux chaînons parallèles, d'altitude décroissante vers la Saône, et séparant des vallées longitudinales, qui communiquent de l'une à l'autre par des cluses. C'est donc un ensemble de rides bien alignées, toutes étroites et remarquablement régulières, montant comme une succession de vagues jusqu'à la chaîne culminante qui regarde la Suisse.

Les Cévennes font aussi l'effet d'une chaîne, quand on les regarde de la dépression rhodanienne, qu'elles dominent comme un puissant rempart. Mais le grand nombre des rivières à pente rapide qui en descendent imprime à la crête apparente un dessin bien plus morcelé, parce que les cours d'eau, dans leur travail d'érosion régressive, ont dépassé cette crête, isolant des portions qui apparaissent comme des pics. En arrière se dressent quelques cimes nettement culminantes, comme le mont Lozère. Mais quand on gravit le versant de la chaîne, on s'aperçoit que ces cimes surgissent du sein d'un plateau inégal, dont les Cévennes sont le bord relevé et découpé. L'impression de chaîne s'évanouit alors complè-

tement, pour faire place à celle d'une haute plaine, dominée par quelques massifs disséminés.

C'est encore avec l'aspect d'une muraille que les Vosges se présentent en face de la plaine alsacienne. La montée est très brusque, et sur la crête, topographiquement très uniforme, se montrent, tantôt le granite, tantôt de gros rochers de grès rouge aux tranches presque horizontales. Mais le versant opposé n'est ni un plateau incliné ni une succession de chaînons. C'est une véritable croupe, aux ondulations ménagées, qui descend assez doucement vers la Lorraine pour s'y enfoncer sous une ceinture de grès rouges, dont quelques fragments sont demeurés épars sur le versant. L'ensemble est un demi-dôme tranché parallèlement à son axe, et l'on pressent qu'il en faut chercher l'autre partie dans la Forêt-Noire, la vallée du Rhin étant le résultat d'effondrements survenus dans l'axe d'une voûte elliptique.

Ardennes, Armorique, Limousin, Forez, Auvergne, Morvan. — Le versant méridional de l'Ardenne est aussi une muraille, moins haute que les précédentes et plus progressivement préparée, mais nette, comme barrière fermant l'horizon, quand on la contemple d'un point élevé sur la rive gauche de la Chiers ou de la Meuse. Cependant la crête semble tout à fait horizontale et ne subit aucune échancrure notable. En outre, elle est le rebord d'un plateau qui s'étend à perte de vue, entamé seulement par la Meuse et son affluent la Semois, qui y ont creusé des gorges profondes et sinueuses. Montagne incontestable pour la France, mais sans rien qui ressemble à une chaîne, l'Ardenne n'est ni l'une ni l'autre pour la Belgique, où sa surface est simplement accidentée de quelques petites rides, toujours en rapport avec la résistance propre du terrain très compliqué qui vient y affleurer.

A un autre type appartiennent les montagnes du massif armoricain, c'est-à-dire les montagnes Noires et les montagnes d'Arrée en Bretagne, ou les chaînes de hauteurs du Cotentin. Ce sont de simples crêtes, assez étroites, toujours en rapport avec la résistance des affleurements, qui se montrent par leurs tranches inclinées ou disloquées, et où les différences de dureté engendrent des reliefs plus prononcés que ceux de la surface de l'Ardenne.

Bien différentes sont les montagnes du Limousin. Remarquables par leurs contours très doucement arrondis, elles forment, tantôt des rides d'une certaine étendue, tantôt de petits massifs comme celui du mont Odouze. Ce sont des noyaux granitiques, que leur dureté plus grande a laissés en saillie à la surface du Plateau

Central. Mais l'érosion seule a eu part à leur isolement, et c'est pour cela que leur aspect diffère grandement du mont Lozère, qui est, lui aussi, un noyau granitique surgissant au sein des mica-schistes. Seulement des dislocations sont intervenues dans sa surrection, faisant naître dans la roche une division en bancs qui, jointe à sa texture propre, introduit des formes plus heurtées que celles de la Marche et du Limousin.

Les monts du Forez ne rentrent dans aucune des catégories déjà décrites. C'est une longue croupe archéenne qui se dessine, comme un voussoir élevé, entre deux lignes de fracture, et où la roche, lardée d'injections porphyriques, a donné à la surface un tout autre aspect que celui des montagnes précédemment envisagées.

Est-il nécessaire d'insister ici sur les différences qui séparent le mont Dore, grand cône volcanique démantelé, des monts Dômes, suite de grandes taupinières ou de cônes, laissant si manifestement voir leur origine volcanique et récente, ou des monts du Velay, tels que le Mézenc, anciens culots d'injection que la dispersion de leur entourage meuble a seule mis en relief; ou encore des monts de l'Aubrac, plate-forme de laves aujourd'hui isolée et accidentée sur toute sa périphérie de profonds sillons qui entament le support archéen? Qui pourrait confondre un quelconque de ces types avec les monts du Morvan, assemblage sans ordonnance visible de cimes arrondies, que les différences de nature et de dureté font surgir çà et là au-dessus d'un môle ancien, découpé sur son pourtour par mille dislocations?

Structures montagneuses diverses. — Descendant maintenant aux structures montagneuses d'ordre inférieur, où se trahit surtout l'œuvre de l'érosion, poursuivie sur des massifs sédimentaires sensiblement horizontaux, il nous faudrait encore distinguer toute une série de types : par exemple les types tabulaires, tels que la montagne de Laon, citadelle détachée de l'île de France; le mont Auxois, caractérisé par le contraste de ses grands talus liasiques réguliers avec son couronnement ruiniforme de calcaire à entroques; les buttes coniques comme le mont de Berru, le mont Valérien; les promontoires saillants comme la montagne de Reims, cap de l'Ile de France, où se combinent les effets de l'érosion par deux rivières importantes, la Marne et la Vesle; ceux de la structure en gradins, qui a produit la falaise faisant face aux plaines de la Champagne; enfin une déformation locale, par suite de laquelle ce prolongement extrême du Tardenois dépasse en altitude la plate-forme occidentale dont il est un éperon.

Ainsi, sans sortir de France, et sans épuiser à beaucoup près tous les types montagneux du territoire, la seule considération de l'aspect orographique, combinée avec une discrète intervention de l'argument géologique, nous conduit déjà à distinguer un très grand nombre de variétés. Que serait-ce si nous étendions cette analyse à la terre ferme tout entière, avec la prétention de tenir compte de tous les détails que peut révéler la structure, parfois si compliquée, de chaînes telles que les Alpes, l'Himalaya, les Andes, les Montagnes Rocheuses?

Examen des classifications systématiques. — Pour donner une idée des difficultés où peut jeter l'adoption d'une nomenclature systématique, se proposant de mettre en évidence les principaux facteurs orographiques propres à chaque cas particulier, il nous suffira de passer en revue la classification récemment indiquée par M. Supan[1] pour les montagnes résultant avant tout de dislocations de l'écorce.

Les plis étant la forme dominante de ces dislocations, M. Supan a cherché à les diviser rationnellement, au point de vue génétique, en massifs plissés (*Faltengebirge*) *uniformes*, qui sont ceux où toutes les chaînes sont constituées, en gros, par les mêmes formations (Jura), et *non uniformes*, c'est-à-dire où il est facile de distinguer des bandes d'inégale composition (Alpes). Ces derniers eux-mêmes peuvent être *simples*, c'est-à-dire uniquement constitués de terrains sédimentaires (monts Soliman), ou *composés*, comme les Alpes, et en ce cas divisibles en *asymétriques*, *symétriques* et *zonés*.

D'autre part, un massif originairement plissé peut subir avec le temps deux genres de déformations : les unes par fracture, les autres par érosion[2]. Les fractures diviseront une ancienne chaîne plissée en compartiments et en feront un *Faltenschollengebirge*. L'érosion abattra les têtes des plis jusqu'à n'en plus laisser que la *carcasse*, donnant un *Rumpfgebirge*, dont M. Supan indique les Appalaches comme un type; et ce dernier peut lui-même, s'il est affecté de cassures qui le disloquent en blocs indépendants, devenir un *Rumpfschollengebirge*.

Or si ces dénominations sont admissibles, à la rigueur, dans les pays où la langue se prête à la création indéfinie de noms nouveaux par la soudure de vocables ajoutés les uns au bout des autres, il est impossible d'en donner un équivalent en langue française.

1. *Grundzüge der physischen Erdkunde*, 2e éd., pp. 494 à 496. — 2. M. de Richthofen appelle *homœomorphes* les massifs plissés sans fractures et *hétéromorphes* les autres.

D'autre part, quelque riches qu'on les fasse, on ne parviendra jamais à exprimer de cette façon tous les facteurs du phénomène orogénique. C'est ainsi, par exemple, que les Appalaches ne sont pas seulement une chaîne-carcasse (*Rumpfgebirge*). Après avoir été réduits bien au delà de cette condition, puisqu'ils étaient devenus une pénéplaine, ils ont vu leur relief partiellement ressuscité par le gauchissement de la région, qui a fait revivre les forces d'érosion; et cela non par un seul mouvement d'ensemble, mais par une suite de déformations inégales, comme celle qui a produit la vallée appalachienne[1].

D'un autre côté, quand il s'agit d'une chaîne tant soit peu complexe, comme celle des Alpes, il devient impossible d'affirmer qu'on en ait, au moins pour le moment, analysé avec sûreté tous les éléments. Ce n'est pas seulement de chaînes, divisées en bandes de plis, que les Alpes se composent. Sans parler de la part qu'y prennent les fractures, on se rend de mieux en mieux compte du rôle qu'y jouent les *massifs amygdaloïdes*, si bien que la notion de *dômes anticlinaux* et de *cuvettes synclinales* tend à se substituer de plus en plus à celle de chaînons linéaires.

Ce n'est pas tout; à mesure que progresse l'analyse de la chaîne, on y reconnaît avec évidence l'influence d'une série de dislocations d'âges très divers, et dont quelques-unes ont laissé des traces distinctes, incorporées à l'état de lambeaux reconnaissables dans une poussée orogénique ultérieure. Ces efforts ne se sont pas tous produits à la même place, ni avec la même direction. Et les Alpes n'ont pas le privilège de cette complication, qui se révélera, au moins à un degré égal, dans les chaînes asiatiques et celles de l'Amérique, lorsque l'étude en sera plus avancée.

Difficultés inhérentes aux essais de classification. — Enfin rien n'est plus difficile que de démêler, dans l'allure actuelle d'un massif de montagnes, la part relative à l'effort orogénique et celle qui revient à l'érosion. En effet, on ne saurait trop insister sur ce que cette dernière se trouve mise en jeu aussitôt qu'une déformation se produit dans l'écorce. *Dès l'instant de sa naissance*, un bombement de la surface ne peut manquer de s'accidenter de vallées. Il est donc inexact de considérer les montagnes comme les ruines d'un édifice primitivement continu, et dont on pourrait entreprendre de reconstituer géométriquement l'architecture originelle, en supposant comblés tous les intervalles où circulent aujourd'hui les eaux

1. Voir plus haut, p. 193.

courantes et les glaciers. De tout temps une vraie montagne a dû être une ruine. Jamais on ne pourra savoir, au moins d'une façon précise, jusqu'à quel point le modelé actuellement acquis est récent ou ancien, et dans quelle mesure exacte le creusement des gorges a interféré avec les poussées internes qui modifiaient les pentes ou bouleversaient la stratification.

En présence de pareilles difficultés, prétendre exprimer par un mot, approprié à chaque cas particulier, tant de circonstances diverses, témoigne, à notre avis, d'une ambition pour le moins prématurée. Au lieu de dénominations systématiques et forcément incomplètes, il nous paraît bien préférable de prendre pour types, avec leurs noms géographiques, celles des montagnes qui sont le mieux connues, et de ranger autour d'elles les accidents qui s'en rapprochent le plus. De même que les géologues, renonçant à donner aux divisions de la série sédimentaire des noms pourvus d'une signification théorique, en ont emprunté l'appellation aux pays où ces divisions paraissaient le mieux caractérisées, ainsi envisagerons-nous volontiers, dans les accidents du relief actuel, un type *alpin*, un type *pyrénéen*, un type *andin*, un type *appalachien*, etc. De cette manière, la voie reste toujours ouverte à une meilleure définition de chaque catégorie, comme aussi à un remaniement dans des assimilations qui ne peuvent être considérées que comme provisoires.

Tel est le principe que nous chercherons à appliquer dans l'essai de classification suivant, où nous prions le lecteur de voir simplement une tentative sans prétention, faite en vue de grouper un certain nombre d'idées générales autour de quelques types concrets; acceptant d'avance les modifications qu'une connaissance plus avancée de chaque unité orographique devra, avec le temps, infliger à cet essai.

Divers modes d'origine des montagnes. — Trois causes peuvent concourir à la formation d'une montagne :

1° Une *accumulation* de matériaux, venant à se produire sur un point quelconque de la surface terrestre;

2° Une *déformation* de l'écorce, produisant une surélévation plus ou moins étendue;

3° Le *morcellement par érosion* d'un massif de terrain, isolant des parties qui demeurent comme des éminences au-dessus du pays environnant.

Si l'érosion doit faire sentir ses effets dès l'instant où une partie quelconque de la surface vient à dépasser sensiblement le niveau

des parties voisines, il n'en est pas moins vrai que les deux premières causes se suffisent à elles-mêmes. Au contraire, la troisième ne peut devenir efficace que s'il s'est produit, au préalable, un abaissement relatif du niveau de base. Que cet abaissement résulte d'un mouvement en bloc du terrain ou d'un gauchissement inégal, il rentre toujours dans la catégorie des déformations.

Ainsi, tandis qu'on peut imaginer une accumulation assez rapide, ou une déformation assez énergique pour que, au début, la part de l'érosion, dans la production des formes, soit négligeable (un climat très sec pourrait même la rendre nulle), la production d'une montagne par simple érosion est toujours subordonnée à un mouvement préalable du terrain. Elle peut d'ailleurs, en s'appliquant aux structures de la première et de la deuxième classe, en transformer absolument le caractère.

Montagnes d'accumulation. — Les montagnes formées par accumulation peuvent être de trois sortes : *volcaniques*, *éoliennes* ou *glaciaires*.

La série volcanique comprend des cônes de *projection*, formés de scories, aux flancs toujours raides, des cônes de *laves*, très aplatis, et des cônes *mixtes*, comme l'Etna. On voit à Java des cônes de projection qui dépassent 3000 mètres d'altitude. L'île d'Hawaii est une montagne de lave dont le sommet est à plus de 4000 mètres au-dessus de la mer, la base émergée mesurant à peu près 10 000 kilomètres carrés. Le cône mixte du Kilimandjaro, dont la cime monte à plus de 5000 mètres au-dessus de la base du volcan, mesure à son pied 110 kilomètres sur 80.

La juxtaposition de plusieurs orifices éruptifs, en entremêlant leurs produits, peut substituer à des montagnes isolées tout un groupe de hauteurs à l'ordonnance plus ou moins capricieuse. C'est le cas des massifs du Siebengebirge, du Rhön et du Vogelsberg en Allemagne.

Suivant la date d'extinction des volcans, toutes les transitions existent entre ceux qui ont conservé la fraîcheur de leurs formes, ceux qui, comme le mont Dore, demeurent encore reconnaissables malgré un démantèlement déjà très avancé, enfin les massifs tellement atteints par l'érosion, comme celui du Cantal, que la structure originelle s'efface devant celle qui résulte de la dispersion des matériaux.

L'action *éolienne* ne peut donner naissance qu'à des collines, les dunes ayant rarement plus de 200 mètres de hauteur. Mais ces collines se groupent en massifs, comme dans l'Erg saharien ou

les déserts qui bordent le Tarim. De pareils massifs sont remarquables à la fois par l'instabilité des cimes et par leur enchevêtrement confus.

Quant à l'action *glaciaire*, outre les chaînes de collines que peut engendrer le stationnement des moraines terminales d'un glacier largement étalé, il peut aussi, en avant de quelques puissants fleuves de glace, encaissés entre des arêtes qui fournissent beaucoup de blocs, se construire de grands amphithéâtres morainiques. Quand le glacier se retire, ces amphithéâtres, comme celui d'Ivrée en Piémont, peuvent constituer des éminences assez importantes et de relief assez brusque pour mériter le nom de petites Montagnes.

Montagnes structurales. Laccolithes. — Les montagnes résultant d'une *déformation* de l'écorce terrestre sont de beaucoup les plus importantes. C'est à elles qu'on peut réserver le nom de montagnes *structurales*. Mais il convient de se souvenir que plus elles sont anciennes, et plus les formes extérieures coordonnées à la structure montagneuse tendent à s'atrophier sous l'effort de l'érosion.

Commençons par éliminer un mode de déformation de l'écorce assez exceptionnel, celui des boursouflures dont le type est fourni par les *laccolithes* américains[1]. Il s'agit d'injections volcaniques internes, qui se sont insinuées, sans voir le jour, entre les strates d'une formation sédimentaire, en les forçant à se courber en dôme au-dessus du culot. Cette structure est connue en divers points des Montagnes Rocheuses, notamment aux monts Henry, ainsi que sur le flanc nord du Caucase et en Crimée. Avec le temps, les exemples connus pourront se multiplier. Quoi qu'il en soit, s'il y a réellement déformation de l'écorce, il s'agit d'une action très locale, essentiellement distincte des *forces orogéniques* qui sont à l'œuvre dans toute la croûte terrestre.

Considérations sur les forces orogéniques. — Le principe des forces orogéniques est assez simple, et quelque conception qu'on se fasse de la constitution du globe, il est un fait qui ne paraît pas sujet à contestation : c'est que notre planète est chaude à l'intérieur, tandis que le dehors voit sa condition surtout réglée par l'action calorifique du soleil. Si l'on peut admettre que, au moins pour une longue période, cette action reste invariable, la chaleur interne, beaucoup plus forte en valeur absolue, doit se dissiper par conductibilité et rayonnement. Donc la partie externe ou écorce,

1. Voir plus haut, pp. 189, 645.

qui ne peut ni perdre ni acquérir, est stable relativement à la masse interne qui, ne pouvant que perdre de la chaleur, est obligée de se contracter. Ainsi la croûte (c'est-à-dire simplement l'ensemble des parties superficielles du globe) doit être dans un état permanent de compression, susceptible de provoquer des ruptures d'équilibre mécanique.

De telles ruptures, en manifestant les points faibles de l'écorce, mettent en jeu les différences de plasticité, qui peuvent être très grandes d'un point à un autre suivant la composition de la croûte. Aussi les déformations se traduiront-elles, ici par des plis, affectant des sédiments flexibles; là par des cassures, disloquant des massifs rigides. Ces cassures elles-mêmes pourront être plus ou moins profondes, et servir parfois de cheminées d'ascension pour des matières éruptives; de sorte que l'action volcanique sera tantôt complètement étrangère au phénomène orogénique, tantôt intimement liée à son accomplissement.

Enfin ce que nous voyons aujourd'hui, sur un territoire déformé, c'est la résultante de toutes les actions de ce genre qu'il a pu subir à travers les âges; et si son histoire géologique a été compliquée, le résultat final se ressentira de cette succession de phénomènes parfois discordants. Nous ne pouvons d'ailleurs percevoir, de chacune des phases traversées, que ce que l'érosion n'avait pas détruit. L'aspect actuel d'un district déformé n'en trahit pas moins la suite des événements accomplis. De là vient que toutes les montagnes du globe soient assez dissemblables, pour qu'on ne puisse guère citer deux unités orographiques qui appartiennent rigoureusement au même type.

Montagnes de plissement. Type jurassien. — La manière d'être la plus simple des déformations de l'écorce terrestre consiste dans la production simultanée de protubérances ou *dômes* et de dépressions ou *cuvettes*, ces dernières accusant les parties faibles. Mais les déformations entraînant, en général, le refoulement de masses flexibles contre des obstacles résistants, les dômes, comme les cuvettes, ont une tendance marquée à s'aligner comme des vagues successives, parallèlement au bord des obstacles, en devenant des *plis*, les uns *saillants* ou *anticlinaux*, les autres rentrants ou *synclinaux*.

Le type par excellence de ce mode de déformation par plissement est le type *jurassien*. Les plis sont étroits, réguliers et parallèles; les formes orographiques et hydrographiques sont entièrement d'accord avec le dessin structural; les mêmes terrains sont

partout affectés, et tous appartiennent à la série sédimentaire, même sans mélange de strates primaires. Cependant, d'une part, l'inflexion continue que subit la direction des plis, depuis l'alignement nord-sud de la traversée du Rhône jusqu'aux chaînons est-ouest de l'Argovie, montre bien l'influence du môle ancien, le plus souvent caché, contre lequel la poussée s'est produite. D'autre part la simplicité du type orographique n'exclut pas l'intercalation, au milieu des plis, de bandes de plateaux, tant par suite de l'épanouissement d'un synclinal affectant une masse épaisse de calcaire compact que parce que la proximité du substratum archéen a diminué par places l'aptitude au plissement.

Ces dernières circonstances atteignent leur principal développement dans le Jura souabe, où la plaque calcaire de l'Alb s'est à peine courbée à la surface, les môles contre lesquels le refoulement avait lieu se trouvant beaucoup plus éloignés.

Type pyrénéen. Caucase. Sierra Nevada. — Dans le type qu'on peut appeler *pyrénéen*, non seulement la dislocation affecte les terrains primaires, mais elle a été assez énergique pour faire apparaître, dans l'axe du pli anticlinal culminant et jusque sur son sommet, les noyaux archéens. La chaîne ne se compose pas d'un pli unique. Elle en comporte plusieurs, à peu près parallèles, mais disposés de part et d'autre de l'arête culminante médiane, et souvent renversés au dehors, de telle sorte que la section transversale représente un *éventail*. La crête, de composition assez uniforme, n'offrait en général rien qui pût provoquer par érosion la formation de pics bien détachés. Le travail des eaux courantes ayant eu le temps de faire disparaître la plupart des structures compliquées du versant du nord, la chaîne, atteinte jusqu'à son noyau de roches résistantes, se présente de ce côté avec une remarquable apparence de simplicité. En outre, son unité de structure excluant la formation de cirques aux pentes convergentes, le développement des glaciers y est à peu près impossible dans les conditions météorologiques du temps présent.

Bien que le Caucase présente une certaine ressemblance avec les Pyrénées, par la dyssymétrie de ses versants et l'uniformité de sa crête rectiligne, il en diffère à plusieurs égards : d'abord parce que c'est une cassure qui le limite au sud, de sorte que la série des plis du nord ne trouve pas son pendant de ce côté; ensuite parce que des éruptions volcaniques sont venues s'y superposer, édifiant les cimes culminantes de la chaîne et envoyant de grandes coulées dans quelques-unes des vallées. Enfin son alti-

tude beaucoup plus considérable lui permet de nourrir des glaciers importants.

La Sierra Nevada de Californie appartient à une autre variété (type *californien*). Un plissement relativement ancien l'avait engendrée. Une cassure linéaire parallèle à son axe en a revivifié le relief du côté oriental, pendant que, sur le versant opposé, l'affaissement de la vallée du Sacramento venait donner aux torrents descendant de la chaîne une grande force érosive. Le mode particulier d'altération du granite, en écailles autour de gros noyaux[1], vient encore ajouter à l'originalité de cette chaîne essentiellement linéaire.

Types alpins. — Le type *alpin* est tout autre. D'abord, il y a eu de très bonne heure, sur le bord externe du massif, un archipel arqué d'îlots archéens, qui ont toujours joué le rôle d'obstacles. Ensuite l'histoire de la chaîne a été très variée, et à plusieurs reprises elle s'est essayée avant de prendre son relief actuel. Si les plis alignés y sont nets et fréquents, il y a aussi des ensembles déprimés et des ellipses soulevées (massifs amygdaloïdes), dont les bords contraignent les plis tantôt à se serrer, tantôt à se dilater, et engendrent à diverses reprises une structure en éventail. Les terrains, sous l'influence de la ligne méridionale des îlots archéens, ont toujours eu une tendance à se succéder en bandes, de plus en plus jeunes vers le nord; de sorte que la chaîne offre aujourd'hui une série de zones, à la fois orographiques et géologiques. Enfin plus d'une dislocation transversale est venue l'affecter.

L'érosion, ayant affaire à un massif plus varié et plus disloqué, favorisée d'ailleurs par la grande altitude des parties culminantes, a eu beau jeu pour mettre en évidence les différences de dureté. En même temps la complication des structures facilitait l'amoncellement et la concentration des névés. De tout cet ensemble résulte le paysage *alpestre*, mélange de pics escarpés, aux neiges éternelles, de profondes vallées, de glaciers, de cascades et de lacs; ces derniers, au moins ceux de la périphérie, témoignant d'une perturbation relativement récente dans l'assiette du massif[2].

A ce type général se superposent les nombreuses variétés, fondées sur la nature et la disposition des terrains, et que nous avons énumérées en traitant de la chaîne des Alpes[3].

Les Montagnes Rocheuses, dans la Colombie britannique, reproduisent assez bien le type alpin. Mais les caractères se modifient

1. Voir plus haut, p. 637. — 2. Voir plus haut, p. 179. — 3. Voir plus haut, p. 484.

quand on va vers le sud ; non seulement parce que la structure se complique ; mais parce que la diminution constante de l'humidité suffirait, même avec identité structurale, à empêcher la manifestation des paysages alpestres.

L'Himalaya paraît se rattacher au type général des Alpes, à cette différence près, que les lacs font défaut et que la structure en zones est moins bien marquée. Encore faut-il restreindre cette assimilation aux chaînes extérieures ; car, en arrière, la sécheresse extrême du haut plateau a paralysé l'œuvre du modelé, de sorte que les rides structurales sont en partie enfouies sous leurs propres débris, créant ainsi un nouveau type orogénique, qu'on pourrait appeler *tibétain*.

Non loin de là peut se placer le type *névadien*, représenté par les *chaînes perdues* (*lost mountains*) du Grand Bassin d'Amérique ; là, un ancien massif plissé a subi un effondrement en masse, avec nombreuses cassures, et est devenu une dépression sans écoulement. Après un premier comblement par des alluvions, forcées de demeurer dans les creux, la sécheresse croissante du territoire a empêché la poursuite du nivellement, et ce qui reste des anciennes chaînes surgit brusquement, sous forme de rides alignées et courtes, du sein d'une plaine aride et monotone.

Flexures. — Un mode particulier de plissement est celui des *flexures* ou plis continus en genou. L'érosion, morcelant le versant brusque, le façonne en montagnes, comme les monts Uinta de l'Amérique du Nord. La limite d'un pli brusque étant une faille, les accidents de cette catégorie sont exposés à se confondre avec ceux qu'engendre une dislocation linéaire avec dénivellation des parois.

La forme la plus régulière de ce genre de dislocations est celle qu'on trouve exprimée dans le versant des chaînons dinariques qui regarde l'Adriatique[1]. Aussi pourrait-on l'appeler type *dinarique* si, dans ce cas particulier, il n'y avait pas le plus souvent un renversement des flexures dans la direction de la mer.

Certaines flexures se disposent en dômes, comme c'est le cas des Black Hills dans l'Amérique du Nord. On y voit, autour d'un noyau archéen de contour elliptique, une ceinture formée de couches sédimentaires, dont la calotte supérieure a été enlevée par l'érosion, et qui toutes, plongeant vers l'extérieur, reprennent assez rapidement, autour du massif, une allure horizontale.

Types de plis accompagnés de fractures. — Nous arrivons main-

1. Voir plus haut, pp. 280, 523.

tenant aux structures montagneuses où le phénomène de plissement, non seulement n'est plus prépondérant, mais semble s'effacer plus ou moins devant les fractures. Le premier exemple est celui de la chaîne méridionale des Andes, entre la Patagonie et l'Équateur.

Cette chaîne offre la combinaison d'une bande plissée, appuyée contre un obstacle résistant, et flanquée à l'extérieur par un système de dislocations, auxquelles prennent part, avec les terrains sédimentaires, des formations éruptives et des tufs de divers âges. Enfin de grands volcans sont venus tardivement s'échelonner sur la crête de ce système de fractures. Le type *andin* est donc *sui generis*, d'autant mieux que la bande fracturée l'emporte par son relief sur la zone plissée en avant de laquelle elle forme bourrelet.

Un autre type nous est offert par les bandes sédimentaires, à substratum rigide peu éloigné, qui se trouvent prises entre un haut massif résistant et une dépression alignée le long de son bord. Il en résulte la formation de paquets en échelons, comme ceux que dessinent les hauteurs de la Côte d'Or et du Mâconnais, entre le Plateau Central et la Bresse. De longs voussoirs à large courbure et des lignes d'escarpements parallèles caractérisent ce type *mâconnais*.

Ensuite doivent venir les accidents où la tendance à la formation d'un dôme ou d'un pli régulier a été entravée par quelque cause, qui a donné aux cassures un rôle prépondérant dans le développement du relief. Tel est le cas des Vosges.

Nous appellerons donc type *alsacien* ou *vosgien* ce mode de déformation, qui comporte l'écroulement d'une clef de voûte au milieu d'un dôme généralement allongé.

Compliquée en Alsace parce que la rupture a traversé un noyau archéen, la structure des bords de la fosse ainsi produite est bien plus simple au Liban, où elle affecte un massif sédimentaire dont l'écroulement a eu lieu par paquets [1]. Le cas est analogue pour la mer Morte; mais l'écroulement de la clef, net sur la rive orientale, s'est fait par échelons sur la rive occidentale.

Types de fractures dominantes. — Une dislocation, qui tranche suivant une direction assez régulière un massif épais, devenu un plateau, en relevant son bord, expose ce dernier à être découpé par l'érosion, de façon à présenter d'en bas l'aspect d'une chaîne de montagnes. Suivant que les différences de dureté interviennent

1. Voir plus haut, p. 598.

plus ou moins dans ce travail, appliqué à un ensemble archéen, on a le type *scandinave* ou le type *cévenol*. A ce dernier se rattache la Sierra Morena en Espagne.

Avec un territoire de couches sédimentaires peu dérangées, l'affleurement des assises, sur le bord extrême, peut donner par son morcellement des montagnes en escalier, comme celles qui ont reçu en Afrique australe le nom de *rand* ou bord, bien propre à en exprimer la vraie signification.

De même, quand un massif couronné par des nappes éruptives sensiblement horizontales est tranché par une dislocation qui en fait un rivage, il en peut résulter un rempart montagneux divisé en une série de terrasses descendant à la mer, comme les Ghâtes occidentales de l'Hindoustan.

Enfin une autre variété est celle qui, par l'association d'un mouvement de bascule avec la reprise de l'activité volcanique, engendre au bord de la dislocation une chaîne telle que celle des Cascades dans l'Amérique du Nord.

Structures d'érosion. Gauchissement. — Pour terminer, il nous reste à examiner le cas des structures où l'érosion a été le facteur dominant dans la production des montagnes. A titre de transition, nous citerons ce que peut amener le gauchissement d'une partie de l'écorce, c'est-à-dire une déformation d'ensemble peu accusée, et très voisine d'un simple déplacement vertical du niveau de base.

Quand le gauchissement affecte un ancien district montagneux déjà réduit à la condition de pénéplaine, l'action érosive, qu'il met en jeu, fait apparaître ce qu'on peut appeler des *montagnes revivifiées* ou *ressuscitées*. Si le terrain présentait une structure rubanée, où les différences de dureté pouvaient se manifester en bandes parallèles, la résurrection donnera lieu à des crêtes alignées, avec vallées longitudinales et cluses. C'est le cas des Appalaches (type *appalachien*) et aussi, semble-t-il, celui de l'Oural. L'apparente analogie de ces montagnes avec le Jura est trompeuse et, pour la lever, il suffit de remarquer que les rides ont, en général, un flanc beaucoup plus escarpé que l'autre, où les couches dures affleurent par leurs tranches inclinées.

Dans le cas où la pénéplaine revivifiée était dépourvue d'ordonnance stratigraphique, et comportait seulement des massifs de dureté inégale, la dislocation tardive, aidée par l'érosion, fait naître un territoire accidenté, d'apparence confuse, dans le genre des montagnes des Highlands (type *écossais*).

Entre les deux se place la condition d'un massif tel que celui de la Montagne Noire (type *languedocien*), où il existe à la fois de l'archéen et des terrains primaires plus ou moins disloqués. Le cas du Vivarais et du Beaujolais s'en rapproche. Là aussi il y a des structures revivifiées.

Montagnes de simple érosion. — Enfin nous arrivons à la classe des *montagnes d'érosion* proprement dites, celles où il paraît y avoir eu seulement un déplacement négatif du niveau de base, obligeant les rivières à descendre par creusement régressif. Quatre cas sont à considérer, suivant que le massif en voie de dissection est composé de couches horizontales, de sédiments inclinés, de formations mixtes avec parties éruptives, enfin de coulées de laves, seules ou mêlées de sédiments.

Dans le premier cas, l'érosion découpe des blocs à couronnement horizontal, dont les talus sont droits si toute la roche est dure et homogène (hauteurs de la Suisse saxonne ou type *saxon*), tandis qu'ils sont inclinés si le support du couronnement dur est de nature meuble (type *bourguignon* du mont Auxois). Ce sont les *montagnes tabulaires* ou *Tafelberge* des Allemands, les *mesas* des Américains de race espagnole. Poussé à l'extrême, ce mode de dissection finit par donner, soit des blocs à peu près quadrangulaires, soit des montagnes coniques.

La structure en gradins[1], quand elle se développe sur une grande échelle, peut, sur le bord extrême des massifs, donner lieu par l'érosion des falaises à de vraies montagnes de cette catégorie, comme les monts Catskill de l'Amérique du Nord.

Appliquée à un massif en couches fortement inclinées, la simple érosion donnera des structures montagneuses très semblables à celles du type appalachien. Seulement, dans ce cas, les restes de l'ancienne pénéplaine, représentés par la jonction des parties culminantes, devront se trouver sur un même plan, sans gauchissement appréciable. Tel paraît être le cas des monts de la Bretagne, qui formeraient ainsi un type *armoricain*.

Avec un massif mixte entremêlé d'injections anciennes, par exemple de granite pénétrant des schistes archéens, l'érosion met en évidence les massifs les plus durs, isolant comme sur le Plateau Central des éminences de formes diverses, aux contours plutôt arrondis (type *limousin*). Ce sont aussi les *monadnocks* de M. Morris Davis[2].

1. Voir plus haut, p. 116. — 2. Voir plus haut, p. 618.

Les coulées de lave se débiteront en tables ou *mesas*, parfois en simples piliers (type *abyssin*); ou bien, d'une coulée épaisse, il restera çà et là de gros fragments, capables de prendre toutes les formes, même celle de *puys*, les uns coniques, les autres en croupes ou *plombs*. On en pourrait former le type *cantalien*.

Nous ne pousserons pas plus loin cette rapide revue des différents types de montagnes; rappelant encore une fois que notre but était, non d'établir une classification systématique, mais plutôt de montrer combien était grande la variété des types de montagnes, en indiquant, toutes les fois que cela était possible, le rapport précis qui doit toujours exister entre l'aspect géographique et les conditions géologiques des éléments du relief terrestre.

FIN

GB55 .L316
Lecons de geographie physique,
Kummel Library APB7886
[redacted]
3 2044 032 859 894

DATE DUE

NOT TO LEAVE LIBRARY

GAYLORD PRINTED IN U.S.A.